

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 DEFINISI-DEFINISI

Endapan sedimen (*sedimentary deposit*) adalah tubuh material padat yang terakumulasi di permukaan bumi atau di dekat permukaan bumi, pada kondisi tekanan dan temperatur yang rendah. Sedimen umumnya (namun tidak selalu) diendapkan dari fluida dimana material penyusun sedimen itu sebelumnya berada, baik sebagai larutan maupun sebagai suspensi. Definisi ini sebenarnya tidak dapat diterapkan untuk semua jenis batuan sedimen karena ada beberapa jenis endapan yang telah disepakati oleh para ahli sebagai endapan sedimen: (1) diendapkan dari udara sebagai benda padat di bawah temperatur yang relatif tinggi, misalnya material fragmental yang dilepaskan dari gunungapi; (2) diendapkan di bawah tekanan yang relatif tinggi, misalnya endapan lantai laut-dalam.

Petrologi sedimen (*sedimentary petrology*) adalah cabang petrologi yang membahas batuan sedimen, terutama pemerian-nya. Di Amerika Serikat, istilah sedimentasi (*sedimentation*) umumnya digunakan untuk menamakan ilmu yang mempelajari proses pengakumulasian sedimen, khususnya endapan yang asalnya merupakan partikel-partikel padat dalam suatu fluida. Pada 1932, Wadell mengusulkan istilah sedimentologi (*sedimentology*) untuk menamakan ilmu yang mempelajari segala aspek sedimen dan batuan sedimen. Sedimentologi dipandang memiliki ruang lingkup yang lebih luas daripada petrologi sedimen karena petrologi sedimen biasanya terbatas pada studi laboratorium, khususnya studi sayatan tipis, sedangkan sedimentologi meliputi studi lapangan dan laboratorium (Vatan, 1954:3-8). Pemakaian istilah sedimentologi untuk menamakan ilmu yang mempelajari semua aspek sedimen dan batuan sedimen disepakati oleh para ahli sedimentologi Eropa, bahkan akhirnya dikukuhkan sebagai istilah resmi secara internasional bersamaan dengan didirikannya International Association of Sedimentologists pada 1946.

Batas pemisah antara sedimentologi dengan stratigrafi sebenarnya tidak jelas. Stratigrafi secara luas diartikan sebagai ilmu yang membahas tentang segala aspek strata, termasuk studi tekstur, struktur, dan komposisi. Walau demikian, dalam prakteknya, para ahli stratigrafi lebih banyak menunjukkan perhatiannya pada masalah penentuan urutan stratigrafi dan penyusunan kolom geologi. Jadi, masalah sentral dalam stratigrafi adalah penentuan urutan-urutan batuan dan waktu yang dicerminkan oleh berbagai penampang lokal, pengkorelasian penampang-penampang lokal, dan penyusunan suatu penampang yang dapat digunakan secara sah sebagai wakil dari tatanan stratigrafi dunia. Walau demikian, pengukuran ketebalan dan pemerian litologi umum (*gross lithology*) masih dipandang sebagai tugas para ahli stratigrafi. Karena itu, tidak mengherankan apabila banyak pengetahuan tentang ciri khas endapan sedimen—misalnya perlapisan, perlapisan silang-siur, dan ciri-ciri lain yang sering terlihat dalam singkapan—diperoleh dari hasil penelitian stratigrafi.

Pemelajaran batuan sedimen tidak dapat dipisahkan dari disiplin ilmu lain. Banyak diantara disiplin ilmu itu—misalnya mineralogi, geokimia, dan geologi kelautan—memberikan sumbangan pemikiran yang berharga untuk memperoleh pengertian yang lebih mendalam mengenai endapan sedimen. Sedimentologi sendiri banyak memberikan sumbangan pemikiran yang berharga dalam penelitian stratigrafi dan geologi ekonomi (gambar 1-1 dan 1-2).

1.2 SEJARAH PERKEMBANGAN SEDIMENTOLOGI

Meskipun sedimentologi merupakan sebuah ilmu yang relatif muda, namun pengetahuan manusia tentang sedimen telah ada sejak lama. Manusia primitif mengetahui sifat dan kegunaan batuapi (*flint*) yang mereka pakai sebagai pisau, mata anak panah, dan mata tombak. Mereka juga mengetahui kegunaan praktis dari lempung sebagai bahan baku gerabah dan manfaat oker (*ocher*) sebagai zat pewarna. Sebagian tata peristilahan lama yang muncul sebelum berkembangnya ilmu pengetahuan—misalnya *cobble*, *pebble*, dan *flint*—masih tetap digunakan sampai sekarang.

Tulisan tertua yang mengungkapkan berbagai bentuk spekulasi tentang proses sedimentasi alami dapat ditemukan dalam karya orang-orang Yunani kuno (Krynine, 1960). Walau demikian, tulisan-tulisan itu belum bisa dipandang sebagai karya ilmiah.

Pemelajaran batuan sedimen pada mulanya merupakan pemelajaran stratigrafi, berupa penelitian lapangan yang dilakukan untuk mengetahui geometri umum (ketebalan dan penyebaran) tubuh sedimen. Salah satu buah pikiran penting dalam perkembangan stratigrafi dipersembahkan oleh William Smith (1815), seorang insinyur dan surveyor otodidak, melalui karyanya: peta geologi Inggris. Peta itu disusun berdasarkan hasil penelitian Smith selama bertahun-tahun dengan menempuh perjalanan sejauh 11.000 mil. Itulah tulisan pertama yang berhasil merekam penyebaran dan urutan batuan sedimen di suatu daerah. Sumbangan pemikiran penting dari Smith adalah penggunaan fosil untuk korelasi. Dari penjelasan di atas kita dapat memaklumi bahwa sedimentologi berakar pada stratigrafi. Karena itu, tidak mengherankan apabila pada saat ini kita masih melihat eratny kaitan antara stratigrafi dan sedimentologi. Para ahli stratigrafi masa lalu banyak menyumbangkan tenaga dan pikirannya dalam mengembangkan pengetahuan tentang sedimen. Pemikiran-pemikiran tersebut sebagian diwujudkan dalam bentuk tulisan, misalnya dalam buku *Principles of Stratigraphy* karya Grabau (1913) dan *Treatise of Sedimentation* karya Twenhofel (1928).

Pemelajaran sedimen sebagai disiplin tersendiri, terpisah dari stratigrafi, dimulai dengan terbitnya surat terbuka Henry Clifton Sorby (1879) kepada Presiden Geological Society of London yang berjudul "On the structure and origin of limestones." Meskipun ketertarikan Sorby pada batuan sedimen telah muncul sejak 1850, namun surat tersebut dan makalahnya yang berjudul "On the structure and origin of the non-calcareous stratified rocks" (terbit pada 1880) saja yang dipandang para ahli sebagai dua tonggak penting yang menandai kelahiran sedimentologi sebagai sebuah disiplin ilmu baru. Sorby memperkenalkan studi sayatan tipis sebagai salah satu teknik penelitian batuan sedimen. Teknik itu kemudian digunakan sebagai salah satu teknik paling mendasar dalam penelitian petrologi, baik penelitian petrologi batuan sedimen, maupun penelitian petrologi batuan beku dan batuan metamorf. Karena itu, Sorby dipandang sebagai "Bapak Petrologi". Pemikiran Sorby jauh melampaui rekan-rekan seangkatan-nya. Karyanya tentang pemakaian lapisan silang-siur dalam perekonstruksian paleogeografi tidak banyak dipahami rekan-rekannya dan baru dapat dibuktikan kesahihannya pada pertengahan abad 20.

Studi sayatan tipis kemudian lebih banyak dikembangkan oleh para ahli petrologi batuan beku, khususnya para ahli petrologi Jerman seperti Rosenbusch dan Zirkel. Sebaliknya, teknik itu justru agak diabaikan oleh para ahli yang menggeluti batuan sedimen. Hal itu mungkin terjadi karena generasi ahli sedimen saat itu lebih terdidik sebagai ahli stratigrafi, bukan ahli petrologi sedimen atau ahli sedimentologi. Namun, masih ada beberapa orang yang dapat dipandang sebagai pengecualian, misalnya Lucien Cayeux dari Perancis. Studi sayatan tipis batuan sedimen, yang pernah ditinggalkan, kini ini kembali mendapat perhatian yang cukup serius dari kalangan ahli batuan sedimen. Hal ini mungkin berkaitan dengan berkembangnya sedimentologi sebagai suatu cabang ilmu geologi tersendiri yang telah menghasilkan generasi baru yang benar-benar ahli dalam sedimentologi.

Pada akhir abad 19 serta awal abad 20, para ahli petrologi sedimen (kecuali Cayeux) lebih banyak menunjukkan perhatian mereka pada pemelajaran mineralogi sedimen, khususnya mineral berat ($BJ > 2,85$). Studi mineral berat umumnya dilakukan oleh para ahli Eropa. Hasil penelitian Illing (1916), yang menunjukkan bahwa endapan sedimen dalam

cekungan tertentu cenderung mengandung kumpulan mineral berat tertentu, telah mendorong munculnya apa yang disebut sebagai “korelasi mineral berat” (*“heavy-mineral correlation”*). Kegunaan mineral berat sebagai “alat” korelasi dan penerapannya dalam korelasi bawah permukaan dalam kegiatan eksplorasi migas telah menambah daya tariknya. Puncak fasa perkembangan studi mineral berat ditandai dengan terbitnya *Principles of Sedimentary Petrography* karya Milner (1922). Buku itu pernah dijadikan rujukan oleh para ahli yang ingin mempelajari mineral detritus dalam pasir. Makin lama pembelajaran mineral berat makin kurang diminati para ahli sedimen. Hal itu terjadi karena: (1) timbulnya keraguan akan kesahihan korelasi yang didasarkan pada kehadiran mineral berat seperti yang diajukan oleh Sidowski dan Weyl; (2) adanya perkembangan baru, yakni pemakaian mikrofosil dan *well logs* sebagai alat korelasi bawah permukaan. Agaknya sebab kedua itulah yang “mengakhiri” era studi mineral berat.

Pada 1919, thesis master C. K. Wentworth yang berjudul *A Field and Laboratory Study of Cobble Abrasion* diterbitkan dalam *Journal of Geology*. Wentworth, yang pada waktu itu merupakan mahasiswa pasca sarjana pada University of Iowa, mengembangkan satu ancangan baru untuk meneliti material sedimen. Dia juga mampu mendefinisikan kebundaran sebagai suatu sifat fisik partikel sedimen yang dapat diukur. Kuantifikasi sifat itu mampu menggantikan penilaian subjektif yang sebelum-nya digunakan oleh para ahli sedimentologi dalam menentukan kebundaran. Lebih jauh lagi, kuantifikasi memicu munculnya data kuantitatif serta memungkinkan dilakukannya studi laboratorium terhadap proses sedimentasi, misalnya abrasi kerakal. Dengan demikian, Wentworth membawa sedimentologi untuk memasuki era pengukuran dan percobaan terkontrol. Benar, bahwa sebelumnya telah ada ahli sedimentologi yang melakukan berbagai percobaan, misalnya saja analisis besar butir yang dilakukan oleh Daubree, namun penelitian-penelitian itu tidak memberikan pengaruh yang berarti pada pemikiran para ahli sedimentologi saat itu sehingga mereka umumnya masih tetap melakukan penelitian secara kualitatif dan agak subjektif.

Makalah pertama karya Wentworth itu kemudian disusul oleh sejumlah makalah lain yang menunjukkan kepada semua pihak betapa bergunanya metoda tersebut dalam penelitian sedimen. Selama dua dasawarsa berikutnya, metoda kuantitatif diterapkan oleh banyak ahli sedimentologi terhadap sifat-sifat sedimen yang lain. Ledakan data kuantitatif itu pada gilirannya menimbulkan kebutuhan para ahli akan adanya metoda-metoda yang memungkinkan mereka dapat mengambil intisari yang terkandung didalamnya untuk menghasilkan butir-butir pengetahuan baru. Metoda yang dibutuhkan itu telah tersedia, yakni metoda statistika yang pada waktu itu masih terus dikembangkan oleh banyak ahli statistika dan matematika.

Meskipun metoda pengukuran besar butir sedimen klastika (“analisis mekanik”) sudah digunakan secara luas dalam disiplin ilmu lain, khususnya ilmu tanah, namun metoda itu baru dikembangkan untuk pemelajaran sedimen pada akhir abad 19. Masuknya metoda itu ditandai dengan terbitnya karya tulis Udden (1899, 1914). Kedua karya tulis Udden itu termasuk tulisan pertama yang mencoba menjelaskan sejarah endapan sedimen berdasarkan hasil analisis besar butir (untuk mengetahui sejarah perkembangan penelitian besar butir, lihat karya tulis Krumbein, 1932). Metoda analisis dan penerapan teknik-teknik statistika untuk analisis besar butir kemudian disempurnakan dan dikembangkan lebih jauh oleh Krumbein dan ahli-ahli lain.

Lahirnya geokimia sebagai cabang ilmu geologi baru menyebabkan munculnya metoda dan data observasi baru mengenai berbagai hal yang banyak menarik perhatian para ahli sedimentologi. Sebagian besar penelitian geokimia pada mulanya diarahkan pada penelitian kuantitatif untuk mengetahui penyebaran unsur-unsur kimia di alam, termasuk penyebarannya dalam batuan sedimen. Lambat laun data tersebut menuntun para ahli untuk memahami apa yang disebut sebagai siklus geokimia (*geochemical cycle*) serta penemuan hukum-hukum yang mengontrol penyebaran unsur dan proses-proses yang menyebabkan timbulnya pola penyebaran unsur seperti itu.

Baru-baru ini, kimia nuklir (*nuclear chemistry*) menyumbangkan sebuah “jam” dan “termometer” yang pada gilirannya membuka era penelitian baru terhadap sedimen. Unsur-

unsur radioaktif, khususnya ^{14}C dan ^{40}K , memungkinkan dilakukannya metoda penanggalan langsung terhadap batuan sedimen tertentu. Metoda ^{14}C , yang dikembangkan oleh Libby, dapat diterapkan pada endapan resin. Metoda $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ terbukti dapat diterapkan pada glaukonit, felspar autigen, mineral lempung, dan silvit yang ditemukan dalam endapan tua. Analisis isotop dapat digunakan untuk menentukan temperatur purba. Metoda Urey—berdasar-kan nisbah $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ yang merupakan fungsi dari temperatur—dapat dipakai untuk menaksir temperatur pembentukan cangkang fosil yang ada dalam endapan bahari. Meskipun “jam” dan “termometer” tersebut masih memperlihatkan kekeliruan, namun harus diakui bahwa keduanya telah memberikan kontribusi yang berarti terhadap pemelajaran sedimen.

Van't Hoff adalah orang pertama yang memanfaatkan azas fasa untuk mempelajari kristalisasi larutan garam dan pembentukan endapan garam. Mulanya penelitian eksperimental terhadap campuran yang dapat menghasilkan kristal, terutama sistem silikat temperatur tinggi, dilakukan oleh para ahli petrologi batuan beku dan metamorf. Baru pada beberapa dasawarsa terakhir ini saja hal itu menarik perhatian para ahli sedimen. Sebagai contoh, Milton & Eugster (1959) memakai ancangan itu untuk meneliti endapan non-marin dan mineral-mineral yang mencirikan Green River Formation di Wyoming dan Colorado. Zen (1959) menunjukkan bahwa azas fasa yang dikemukakan oleh Gibbs dapat diterapkan untuk menganalisis hubungan antara mineral lempung dan mineral karbonat. Hasil penelitian Zen kemudian diterapkan oleh Peterson (1962) terhadap larutan karbonat di bagian timur Tennessee. Perkembangan metoda yang relatif baru itu dapat dibaca dalam karya tulis Eugster (1971).

Berbagai kajian teoritis dan eksperimental tentang stabilitas mineral pada berbagai kondisi oksidasi-reduksi (Eh) dan pH dilakukan oleh Garrels dan beberapa ahli lain (lihat Garrels & Christ, 1965). Penelitian aspek-aspek geokimia sedimen banyak menambah pengertian kita tentang endapan sedimen. Buku-buku yang membahas tentang topik-topik geokimia sedimen antara lain adalah *Geochemistry of Sediments* karya Degens (1965) dan *Principles of Chemical Sedimentology* karya Berner (1971).

Penelitian sedimen resen merupakan hal esensial untuk memahami sedimen purba. Hal itu pada hakekatnya merupakan konsekuensi logis dari teori uniformitarisme yang dikemukakan oleh James Hutton. Dengan pengecualian untuk Walther, Thoulet, dan beberapa ahli lain, para ahli sedimen hingga beberapa tahun terakhir umumnya masih mengabaikan aspek ini. Pengetahuan kita tentang sedimen resen, khususnya sedimen bahari, sebagian besar diperoleh dari hasil-hasil penelitian oseanografi. Penelitian oseanografi pertama, dan mungkin yang paling terkenal, adalah Ekspedisi Challenger. Terbitnya laporan Ekspedisi Challenger pada 1891 menandai berdirinya oseanografi sebagai suatu disiplin ilmu tersendiri. Laporan itu antara lain berisi data tentang penyebaran dan sifat sedimen bahari, khususnya sedimen yang ada di dasar laut-dalam. Ekspedisi-ekspedisi lain yang dilaksanakan dengan memakai kapal peneliti Gazelle, Meteor, Blake, dan lain-lain makin menambah data dan pengetahuan kita mengenai sedimen bahari. Selama beberapa tahun terakhir makin banyak ahli geologi yang berpendapat bahwa penelitian sedimen resen banyak membantu perkembangan sedimentologi. Stetson (dari Woods Hole) dan Shepard (dari Scripps) adalah dua ilmuwan yang banyak memberikan sumbangan pemikiran dan membangkitkan kembali ketertarikan orang terhadap endapan bahari. Sedimen delta dan litoral juga dipelajari secara intensif pada beberapa dasawarsa terakhir, khususnya oleh Fisk (di Amerika Serikat), van Straaten dkk (di Belanda), serta oleh suatu kelompok studi di Senckenberg. *Recent Marine Sediments* yang disunting oleh Parker Traks (1939) merupakan salah satu bukti makin tingginya ketertarikan para ahli geologi terhadap sedimen resen. Proyek penelitian American Association of Petroleum Geologists di Teluk Mexico, berbagai penelitian van Straaten pada beberapa dataran pasut di Belanda, penelitian-penelitian van Andel di Sungai Rhine dan Orinoco, penelitian-penelitian Kruit & van Andel pada delta Rhone, serta penelitian Ginsburg pada endapan karbonat di Bahama dan Florida adalah beberapa contoh yang menunjukkan kecenderungan para ahli untuk mempelajari sedimen resen.

Dengan beberapa pengecualian, penelitian sedimen modern sering dilakukan tanpa mengacu pada rekaman geologi sehingga penelitian-penelitian itu gagal dalam

mendapatkan informasi yang diperlukan untuk memahami rekaman geologi yang biasa dihadapi oleh para ahli geologi lapangan. Kegagalan itu terutama disebabkan karena sampel umumnya diambil dari bidang batas sedimen-fluida serta hanya aspek-aspek mineralogi dan tekstur saja yang dipelajari. Penelitian-penelitian sedimen Holosen yang lebih berguna haruslah bersifat tiga dimensi, meliputi pengeboran yang memungkinkan diketahuinya geometri tiga dimensi dari endapan, urutan vertikal lapisan-lapisannya, serta struktur sedimen yang ada didalamnya.

Ancangan tiga dimensional untuk mempelajari sedimen resen mendorong orang untuk meninjau lebih jauh geometri dan penampang vertikal sedimen, baik sedimen resen maupun sedimen purba. Bentuk dan dimensi endapan pasir merupakan salah satu hal yang banyak menarik perhatian para ahli dan telah dijadikan tema simposium pada 1960 (Peterson & Osmond, 1961). Demikian pula dengan morfologi terumbu modern dan purba (lihat, misalnya, Reef Issue pada *Bullentin AAPG* vol. 34, no. 2).

Secara historis, stratigrafi adalah ilmu deskriptif dan tidak banyak memberi perhatian pada genesis paket stratigrafi. Hukum Fasies Walther menyatakan bahwa pada tempat dimana tidak ada rumpang waktu, maka sedimen-sedimen yang bersebelahan secara lateral akan terlihat bertumpuk satu di atas yang lain dalam penampang vertikal. Sebagai hasil studi sedimen resen, konsep ini digunakan untuk merekonstruksikan model fasies yang berkaitan erat dengan proses-proses sedimentasi, misalnya transgresi dan regresi. Hukum itu memungkinkan para ahli untuk memahami mekanisme pembentukannya. Konsep model fasies mungkin merupakan satu-satunya kemajuan penting dalam analisis sedimen dalam beberapa dasawarsa terakhir. Tulisan pertama yang mengungkapkan arti penting penampang vertikal dalam perekonstruksian lingkungan disusun oleh Visher (1965), sedangkan penjelasan yang lebih elementer disusun oleh Selley (1970). Contoh yang sangat baik mengenai ancangan ini dalam stratigrafi dapat dilihat dalam makalah yang disusun oleh de Raaf dkk (1965) serta Allen (1962).

Penelitian-penelitian terhadap paket vertikal tidak hanya menyangkut litologi dan fosil, namun juga struktur sedimen. Kecenderungan orang untuk mempelajari struktur sedimen

menyebabkan munculnya sejumlah makalah yang membahas tentang genesis struktur sedimen, penggolongannya, serta penggunaannya dalam menentukan lingkungan dan arus purba.

Penelitian struktur sedimen tidak hanya menarik karena dapat digunakan dalam analisis lingkungan pengendapan, namun juga dapat digunakan sebagai penunjuk sistem arus pada lingkungan tempat pengakumulasiannya. Sistem arus purba dapat direkonstruksikan dengan cara mengukur dan memetakan struktur arus, sebagaimana pernah dilakukan oleh Sorby satu abad yang lalu. Meskipun struktur arus telah diketahui sejak lama, namun pengukuran arah arus dari struktur tersebut merupakan hal baru. Hasil-hasil penelitian arus purba yang terpadu mulai dilakukan sejak dirintis oleh Hans Cloos dan murid-muridnya pada 1938. Sejak 1950, penelitian tersebut menduduki tempat tertentu dalam kerangka penelitian sedimen secara keseluruhan.

Kecenderungan untuk mempelajari struktur sedimen mendorong para ahli untuk memahami cara pembentukannya. Karena banyak diantara struktur sedimen itu terbentuk oleh arus, maka studi hidrodinamika proses pembentukan sedimen dan struktur sedimen kemudian mendapat perhatian khusus. Hal inilah yang mendorong terbitnya *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation* (disunting oleh Middleton, 1965) serta sejumlah makalah penting yang disusun oleh Allen (1969, 1970, 1971) dan beberapa ahli lain.

Ketertarikan pada geometri, urutan vertikal, dan struktur sedimen menyebabkan terjadinya perubahan besar dalam penelitian sedimen, yakni penekanan kembali pentingnya studi mineralogi dan tekstur sedimen serta pengembangan studi struktur sedimen, geometri, dan urutan vertikal. Penelitian sedimen yang dipandang sebagai bentuk fusi dari stratigrafi dan petrologi sedimen ini disebut sedimentologi (Doeglas, 1951). Bentuk studi yang baru ini pada gilirannya telah menumbuhkan kesadaran akan pentingnya studi lapangan yang selama ini kurang diperhatikan.

Lahirnya sedimentologi telah menyebabkan bertambah luasnya ruang lingkup studi sedimen: dari hanya sekedar studi lingkungan pengendapan menjadi studi cekungan.

Analisis cekungan mengaitkan tektonik dan sedimentasi. Studi sedimentasi sekarang meliputi studi sistem arus purba, pemetaan fasies, dan perekonstruksian paleogeografi. Konsep-konsep yang di-kembangkan menekankan bahwa sistem penyebaran klastika menyebabkan terbentuknya sifat-sifat skalar dan vektoral yang dapat digunakan untuk merekonstruksikan konfigurasi cekungan, kondisi-kondisi sedimentasi, dan paleogeografi. Jadi, konsep itu menyatukan seluruh metoda dan konsep petrologi sedimen lama dengan hasil-hasil studi modern untuk memformulasikan model-model cekungan. Adanya model-model cekungan memungkinkan diperolehnya pemahaman yang lebih baik mengenai pengisian cekungan sedimen dan memungkinkan para ahli untuk membuat berbagai prediksi tentang penyebaran dan karakter sedimen, meskipun sedimen itu tidak terlihat secara langsung.

Bersamaan dengan perkembangan analisis arus purba, selama beberapa dasawarsa terakhir (terutama sejak akhir Perang Dunia II) terjadi juga perkembangan yang pesat dalam kuantifikasi dan pemetaan fasies. Adanya hubungan yang erat antara fasies dengan keberadaan migas telah menjadi pemicu pengembangan lebih lanjut konsep fasies. Suatu simposium yang disponsori oleh Geological Society of America pada 1948 merupakan salah satu bukti betapa tingginya ketertarikan para ahli pada studi fasies. Atlas sinoptik yang berisi peta-peta fasies Fanerozoikum di Amerika Serikat disusun oleh Sloss dkk (1960).

Studi cekungan sedimen, pengamatan isi dan perekonstruksian sejarahnya, telah membawa para ahli untuk sampai pada masalah evolusi benua. Hubungan antara sedimentasi dan tektonik, antara kraton dan geosinklin, serta antara sedimentasi dengan tektonik lempeng, telah menjadi masalah-masalah besar yang menarik perhatian para ahli. Ketertarikan akan kaitan antara sedimentasi dengan tektonik sebenarnya telah ada sejak lama, misalnya saja hal ini pernah menjadi topik bahasan Bertrand (1897) dan Tarcier (1937). Namun, orang baru tertarik kembali pada masalah tersebut setelah terbit karya-karya Krynine (1942, 1951), Pettijohn (1943), Ronov dkk (1969), serta Garrels & MacKenzie (1971). Studi ini sangat besar pengaruh-nya terhadap pengetahuan tentang cekungan dan

sejarah bumi. Masalah ini sebenarnya bukan merupakan tugas sedimentologi saja, namun semua cabang ilmu geologi. Walau demikian, dalam kaitannya dengan hal ini, sedimentologi memegang peranan penting karena merupakan ilmu yang dapat mengungkapkan rekaman peristiwa-peristiwa yang pernah terjadi di masa lalu.

Dari seluruh penjelasan di atas dapat dilihat bahwa sedimentologi telah melalui empat tahap perkembangannya, yaitu:

1. Tahap studi endapan sedimen sebagai satuan stratigrafi.
2. Pengumpulan data batuan sedimen dan pemformulasian tafsiran-tafsiran tentatif.
3. Lahirnya petrografi sedimen sebagai disiplin ilmu baru, dengan penekanan pada studi sayatan tipis sedimen purba dan analisis laboratorium mengenai tekstur dan mineralogi sedimen lepas.
4. Studi tiga dimensi sedimen dan batuan sedimen serta analisis lingkungan berdasarkan geometri, penampang vertikal, dan struktur sedimen. Perkembangan ini meliputi studi lapangan dan laboratorium sehingga lebih tepat disebut sedimentologi.

Perkembangan sedimentologi sebagai cabang ilmu geologi ditunjang dengan lahirnya sejumlah perhimpunan profesional, didirikannya bagian sedimentologi pada lembaga-lembaga pemerintah, berkembangnya industri migas, serta terbitnya jurnal-jurnal profesional. Pada 1920, National Research Council membentuk Committee on Sedimentation yang pertama kali dipimpin oleh W. H. Twenhofel. Komite itu menangani penyusunan dan penerbitan *Treatise on Sedimentation* (1928, 1932), *Recent Marine Sediments* (1939), dan *Applied Sedimentation* (1950). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists yang didirikan sebagai bagian dari American Association of Petroleum Geologists pada 1927 merupakan perhimpunan utama bagi para ahli stratigrafi (ahli mikropaleontologi) dan ahli sedimentologi Amerika Serikat. *Journal of Sedimentary Petrology* yang diterbitkan sejak 1930 merupakan terbitan berkala dari perhimpunan tersebut. International Association of Sedimentologists didirikan pada 1946. Perhimpunan itu menerbitkan terbitan berkala yang diberi nama *Sedimentology*. Jurnal lain yang khusus

menampilkan makalah-makalah sedimentologi adalah *Sedimentary Geology* yang pertama kali terbit pada 1967.

1.3 NILAI EKONOMIS DARI SEDIMEN

“Menurut data statistik yang ada saat ini, sekitar 85–90% produk mineral tahunan berasal dari mineral sedimenter dan endapan bijih...” (Goldschmidt, 1937). Kenyataan itu sudah cukup menjadi alasan untuk mempelajari sedimentologi.

Sedimen memiliki nilai ekonomis karena beberapa hal:

1. Merupakan wadah tempat dimana bahan bakar fosil (migas) serta air terkandung.
2. Merupakan material bahan bakar, misalnya batubara dan serpih minyak (*oil shale*).
3. Merupakan material baku industri keramik, semen portland, serta bahan bangunan.
4. Material tempat dimana mineral logam dan non-logam terakumulasi.

Selain karena materialnya yang memiliki keempat peran di atas, sedimentologi perlu dipahami karena pemahaman tentang proses-proses pembentukan, pergerakan, dan pengendapan sedimen sangat penting artinya dalam dunia rekayasa dan geomorfologi, terutama untuk memahami dan mengantisipasi fenomena erosi pantai, pembuatan pelabuhan, manajemen dataran banjir, dan erosi tanah. Jadi, tidak salah bila dikatakan bahwa untuk menjadi ahli geologi-ekonomi, seseorang pertama-tama harus menjadi ahli sedimentologi.

BAB 2

KHULUK DAN ASAL-USUL BATUAN SEDIMEN

2.1 TINJAUAN UMUM

Sebagaimana telah dikemukakan pada Bab 1, endapan sedimen adalah tubuh material padat yang terakumulasi di permukaan bumi atau di dekat permukaan bumi, di bawah kondisi tekanan dan temperatur yang rendah. Endapan sedimen umumnya merupakan produk penghancuran batuan tua yang kemudian diangkut dan didistribusikan oleh arus air atau angin. Sebagian sedimen merupakan hasil presipitasi kimia atau biokimia dari larutan. Ada beberapa jenis sedimen yang tidak berasal dari hancuran batuan tua, misalnya batubara yang pada dasarnya merupakan residu organik yang berasal dari tumbuhan serta sedimen vulkanogenik yang berasal dari material hasil letusan gunungapi. Sedimen yang tidak berasal dari batuan tua umumnya memiliki volume yang relatif kecil dan agak jarang ditemukan. Selain itu masih ada material lain digolongkan ke dalam batuan sedimen, namun sangat jarang ditemukan, yaitu endapan material kosmik yang berasal dari ruang angkasa.

Seperti diketahui, para ahli geologi umumnya membedakan batuan ke dalam tiga kelompok utama, yaitu batuan beku, batuan sedimen, dan batuan metamorf. Walau demikian, Grabau (1904) memiliki pandangan lain mengenai penggolongan batuan. Dia membagi batuan ke dalam dua kelompok, yakni batuan eksogenetik (*exogenetic rocks*) dan batuan endogenetik (*endogenetic rocks*) (gambar 2-1).

Batuan eksogenetik adalah batuan fragmental atau batuan klastika. Material penyusun batuan itu merupakan partikel-partikel padat yang terbentuk akibat fragmentasi batuan tua. Partikel-partikel itu diendapkan secara mekanik. Sebagian besar batuan sedimen termasuk ke dalam kategori ini. Selain itu, batuan beku piroklastik secara struktur dan tekstur memperlihatkan banyak kesamaan dengan sedimen klastika karena memang azas aerodinamika atau hidrodinamika yang mengontrol pembentukan batuan-batuan itu juga sama. Karena itu, tidak mengherankan bila keduanya sama-sama memiliki tekstur granuler.

Batuan endogenetik adalah batuan yang merupakan presipitat amorf atau kristalin dari larutan. Banyak sedimen seperti endapan garam—garam batu (*rock salt*), gipsum, anhidrit, dsb—serta sebagian besar batuan beku termasuk ke dalam golongan ini. Batuan beku itu, sebagaimana batuan sedimen kimia, dipresipitasikan dari larutan. Hukum fasa kimia yang mengontrol pembentukan sedimen kimia dan batuan beku adalah hukum yang sama. Jadi, sebenarnya tidak ada perbedaan prinsipil antara kristalisasi garam dengan kristalisasi batuan beku. Karena itu, tidak mengherankan bila kita lihat bahwa baik andesit maupun garam batu sama-sama memiliki tekstur kristalin yang saling kesit.

Bila kita akan membagi batuan berdasarkan proses pembentukannya, maka klasifikasi karya Grabau lebih tepat dibanding klasifikasi tradisional sebab bila dilihat dari segi proses memang pembentukan garam batu lebih mirip dengan pembentukan diabas, bukan dengan batugamping atau serpih, dan pembentukan tuf lebih mirip dengan pembentukan batupasir.

Kita juga dapat membagi batuan sedimen berdasarkan provenansinya. Berdasarkan provenansi, batuan sedimen dapat dibedakan menjadi batuan intrabasinal (*intrabasinal rocks*) dan batuan ekstrabasinal (*extrabasinal rocks*). Batuan intrabasinal adalah batuan yang tersusun oleh material yang terbentuk dalam cekungan, sedangkan batuan ekstrabasinal adalah batuan yang tersusun oleh material yang terbentuk di luar cekungan. Batuan yang tergolong ke dalam batuan intrabasinal adalah batuan sedimen kimia dan biokimia, sedangkan batuan ekstrabasinal adalah batuan sedimen terigen atau batuan sedimen klastika.

Asal-usul dan pengakumulasian sedimen pada mulanya mungkin dipandang relatif sederhana. Pasir dan lumpur tampak terbentuk di daratan, kemudian terangkut melalui sungai untuk kemudian diendapkan di laut. Berbeda dengan batuan beku dan batuan metamorf, asal-usul sedimen mulanya tampaknya terbuka untuk diamati secara langsung. Kenyataannya tidak demikian. Tidak semua proses pembentukan sedimen dapat dilihat. Sebagai contoh, proses-proses diagenetik tidak dapat dilihat secara langsung. Kita juga tidak dapat melihat secara langsung arus turbid yang mengangkut dan mengendapkan sedimen. Pembentukan batuan kimia pada umumnya tidak pernah dapat diamati secara

langsung. Dengan demikian, sebagaimana kasus batuan beku dan batuan metamorf, asal-usul batuan sedimen harus direkonstruksikan dari rekaman geologi, yaitu efek-efek yang dihasilkan oleh proses-proses yang bekerja dalam waktu yang lama. Efek-efek itu terutama berupa tekstur, struktur, dan mineralogi endapan. Karena itu, para ahli petrologi memikul tugas yang sangat berat, yakni mengamati rekaman geologi, kemudian membaca yang menyingkapkan tabir misteri yang terkandung didalamnya.

Sebenarnya tidak sedikit batuan sedimen yang sukar untuk dipastikan asal-usulnya: Apakah batuan-batuan itu termasuk ke dalam batuan eksogenetik atau batuan endogenetik. Kebanyakan batuan sedimen merupakan batuan eksogenetik sekaligus batuan endogenetik. Dengan kata lain, kebanyakan batuan merupakan endapan hibrid atau endapan poligenetik. Sebagaimana yang terlihat dalam gambar 2-2, material penyusun suatu sedimen dapat berasal dari hasil abrasi batuan tua, maupun hasil presipitasi kimia dan biokimia yang berasal dari air laut yang kemudian bergabung bersama-sama dengan material hasil abrasi untuk membentuk suatu tubuh endapan. Sirkulasi air tanah yang berlangsung kemudian dapat menyebabkan terendapkannya sejumlah besar mineral dalam ruang pori batuan.

Jenis batuan sedimen ditentukan oleh proporsi relatif dari material penyusunnya. Batuan yang terutama disusun oleh material hasil rombakan batuan tua dimasukkan ke dalam golongan batuan sedimen klastika. Contohnya adalah konglomerat, batupasir, dan batulempung. Batuan sedimen yang terutama disusun oleh material padat yang berasal dari larutan dimasukkan ke dalam kategori batuan sedimen kimia atau biokimia. Contohnya adalah batugamping, dolomit, evaporit, batubesi, fosforit, rijang, dan berbagai jenis batuan silikaan.

2.2 KEMAS

Dalam batuan beku dan batuan metamorf, mineral-mineral pembentuknya terletak saling bersentuhan secara menerus, membentuk tipe kontak yang disebut kontak saling kesit (*interlocking contact*). Dalam batuan sedimen klastika, material penyusun umumnya saling bersentuhan dengan tipe kontak yang disebut kontak tangensial (*point contact; tangential contact*). Karena memiliki geometri internal seperti itu, sedimen klastika memiliki porositas dan permeabilitas. Adanya porositas dan permeabilitas pada gilirannya memungkinkan sedimen klastika untuk menyimpan dan mengalirkan fluida. Batuan sedimen merupakan reservoir penting untuk gas alam, minyak bumi, air artesis, dan berbagai larutan garam. Porositas awal dari suatu jenis batuan sedimen mungkin cukup tinggi, namun kemudian nilai porositas itu menurun dengan terjadinya presipitasi mineral dalam ruang pori.

Keunikan mikrogeometri internal batuan sedimen klastika seperti yang telah disebutkan di atas muncul karena proses pembentukannya. Setiap unsur kerangka batuan sedimen klastika (butir pasir, kerikil, fragmen fosil) terbentuk di luar tempat pengendapannya, kemudian diangkut dan diendapkan secara mekanik dan menyebabkan terbentuknya kemas klastika. Meskipun sebagian batuan beku, khususnya endapan piroklastik stratiform, memperlihatkan geometri seperti endapan sedimen klastika, namun sebagian besar komponennya merupakan agregat kristalin yang terbentuk di tempat pengendapannya. Kemas sedimen seperti yang tergambarkan di atas sebenarnya bukan hanya merupakan ciri sedimen klastika, namun juga merupakan ciri dari sebagian besar batugamping. Batugamping itu, yang sebenarnya merupakan pasir dan lanau karbonat, tidak memperlihatkan perbedaan esensial dengan pasir dan lanau klastika.

Karena individu-individu partikel penyusun batuan sedimen klastika tidak dan tidak dapat berada dalam kontak menerus, maka setiap tekanan yang diterima oleh batuan itu tidak akan dapat didistribusikan secara merata ke setiap sudut batuan. Tekanan yang diberikan oleh material batuan yang ada di atasnya akan diteruskan pada titik-titik kontak antar partikel yang tidak terlalu luas. Di lain pihak, dalam sistem ruang pori, fluida yang ada didalamnya hanya mendapatkan tekanan yang besarnya lebih kurang sama dengan

tekanan yang dapat diberikan oleh kolom air yang terletak di tempat pengendapan itu (diasumsikan bahwa sistem pori berhubungan langsung dengan kolom air yang ada dalam lingkungan pengendapan). Di bawah tekanan yang tidak setimbang itu, pada titik-titik kontak antar partikel akan terjadi pelarutan, sedangkan dalam ruang-ruang pori akan terjadi presipitasi material hasil pelarutan itu. Dengan terus berjalannya proses presipitasi, maka akan terjadi pula proses penurunan volume ruang pori secara terus-menerus. Sejalan dengan itu, perbedaan tekanan yang diterima oleh unsur padat dan ruang pori dari endapan itu akan makin kecil sedemikian rupa sehingga sistem itu akan mendekati kesetimbangan.

Larutan pengisi sistem pori menjadi medium dimana reaksi-reaksi antara material hasil pelarutan komponen padat dengan larutan pengisi ruang pori tersebut berlangsung. Jika fluida yang terdapat dalam pori-pori batuan bergerak, maka material hasil pelarutan komponen padat dapat terangkut dalam bentuk larutan sehingga dapat keluar dari sistem batuan itu atau memasuki bagian-bagian lain dari sistem batuan tersebut. Mekanisme seperti itu pada gilirannya dapat menyebabkan berubahnya komposisi total dari sedimen tersebut.

Dari penjelasan singkat di atas, jelas sudah bahwa setiap orang yang mempelajari endapan sedimen hendaknya tidak hanya memperhitungkan komposisi komponen padat endapan sedimen, namun juga harus memperhitungkan fasa fluida sebagai bagian penting dari batuan. Sedimen yang kondisinya mendekati kondisi sewaktu diendapkan akan memiliki lebih banyak fasa cair, sedangkan sedimen dengan kondisi diagenesis (atau metamorfisme) yang lebih tinggi daripada kondisi asalnya akan lebih banyak tersusun oleh komponen padat dan makin mirip dengan sifat batuan beku dan batuan metamorf.

Ada sejumlah batuan sedimen yang tidak memiliki kemas klastika, yakni:

1. Presipitat akuatis, misalnya gipsum dan anhidrit.
2. Akumulasi *in situ* seperti batubara.
3. Sedimen yang pada saat terbentuk memiliki kemas klastika, namun kemudian tertransformasi akibat rekristalisasi dan *replacement*. Contohnya adalah dolomit.

4. Sedimen yang pada saat terbentuk memiliki kemas klastika, namun kemudian terkonversikan menjadi mosaik-mosaik akibat *secondary enlargement*. Contohnya adalah batugamping kristalin (“marmer sedimenter”).

2.3 KOMPOSISI SEDIMEN

Batuan sedimen berbeda dengan batuan beku karena batuan sedimen memiliki komposisi yang lebih bervariasi, meskipun ada beberapa diantaranya yang memiliki komposisi sangat sederhana. Konsentrasi unsur-unsur kimia di kerak bumi terutama ditemukan dalam batuan sedimen. Sebagian konsentrat itu merupakan produk pembersihan dan penggabungan residu pelapukan batuan tua, misalnya saja pasir kuarsa yang dapat mengandung silika > 99%. Sebagian lain merupakan produk proses-proses kimia dan biokimia selektif, jika kondisinya memungkinkan. Contohnya adalah batugamping kalsium-tinggi (mengandung CaCO_3 > 99%), garam batu, dan gipsum. Tidak ada batuan beku yang memiliki karakter seperti batuan-batuan yang disebut terakhir ini.

Mineral-mineral yang terbentuk pada suatu tempat, kemudian terangkut dan diendapkan secara mekanik sebagai komponen endapan sedimen, disebut mineral alogen (*allogenic minerals*). Mineral-mineral yang terbentuk secara *in situ* pada tempat pengakumulasian sedimen disebut mineral autigen (*authigenic minerals*). Karena itu, dalam menganalisis sedimen, kita jangan hanya mengidentifikasi jenis mineral atau hanya menghitung proporsinya, namun kita juga harus menentukan apakah suatu mineral merupakan mineral alogen atau mineral autigen. Lebih jauh lagi, kita harus menentukan apakah suatu mineral autigen merupakan *syndepositional authigenic mineral* atau *postdepositional authigenic mineral*. Dengan kata lain, kita harus membedakan mineral mana yang merupakan hasil presipitasi dalam ruang pori batuan dan mineral mana yang merupakan hasil *replacement*. Untuk dapat menentukan hal itu, kita harus melakukan penelitian terhadap tekstur partikel penyusun sedimen dengan cara mengamati sayatan tipisnya.

Berbeda dengan mineral batuan beku dan batuan metamorf, mineral penyusun batuan klastika bukan merupakan kumpulan setimbang. Mineral-mineral itu tidak dipresipitasikan

dalam kesetimbangan satu terhadap yang lain atau terhadap fluidanya. Meskipun tidak berada dalam kondisi kesetimbangan, reaksi-reaksi kimia yang dapat menjadikan sistem itu menjadi setimbang umumnya tidak terjadi karena temperatur dan tekanannya terlalu rendah sehingga kurang mendukung terjadinya reaksi-reaksi tersebut. Komposisi mineral endapan sedimen dapat berubah jika temperaturnya bertambah dan faktor-faktor yang menghambat reaksi dapat teratasi. Hal inilah yang menyebabkan mengapa batuan sedimen dapat termetamorfosa bila terletak jauh di dalam bumi. Walau demikian, sebenarnya ada reaksi-reaksi yang masih mungkin terjadi di bawah kondisi tekanan dan temperatur yang rendah. Reaksi-reaksi yang disebut reaksi diagenetik (*diagenetic reactions*) itu terutama terjadi antara komponen detritus dengan fluida ruang pori. Dalam sedimen yang terbentuk melalui presipitasi larutan atau akumulasi biokimia, banyak diantara komponennya bersifat metastabil dan relatif mudah berubah akibat bereaksi. Tipe transformasi diagenetik yang terjadi pada komponen seperti itu adalah pembentukan garam. Pembentukan garam itu pada gilirannya akan menyebabkan terjadinya perubahan komposisi ruah sedimen tersebut.

Dalam sebagian besar sedimen non-klastika, mineral berada dalam kondisi setimbang. Zen (1959) menunjukkan bahwa kesetimbangan seperti itu terlihat pada sedimen di Peruvian Trench karena adanya reaksi-reaksi diagenetik di dasar laut. Kesetimbangan lain juga ditemukan dalam batuan karbonat Cumberland Plateau di Tennessee (Peterson, 1962). Tidak diragukan bahwa kesetimbangan seperti itu juga akan ditemukan dalam garam-garam evaporit.

2.4 KLASIFIKASI

Klasifikasi batuan sedimen merupakan masalah yang banyak menguras pemikiran para ahli sedimentologi. Namun, meskipun telah banyak usaha dilakukan, hingga saat ini belum ada satupun bentuk klasifikasi yang memuaskan semua pihak. Karena itu, ada baiknya bila kita mencoba mengangkat masalah itu untuk mengetahui tujuan yang ingin dicapai melalui klasifikasi batuan dan mengetahui prinsip-prinsip penyusunan klasifikasi batuan sedimen. Banyak ahli tidak mengemukakan hal ini secara eksplisit, meskipun ada diantara mereka yang telah membahas filosofi yang melandasi klasifikasi batuan sedimen (Grabau, 1904; Wadell, 1938; Krynine, 1948; Pettijohn, 1948; Lombard, 1949; Rodgers, 1950; Middleton, 1950).

Seperti dikemukakan oleh Rodgers, masalah klasifikasi akan berbuntut panjang karena berkaitan dengan masalah tatanama atau tata istilah. Nama ilmiah menyatakan suatu kelompok atau kategori objek sehingga mengimplikasikan klasifikasi. Klasifikasi pada hakekatnya merupakan usaha untuk mengelompokkan objek ke dalam kategori-kategori tertentu, ke dalam kategori mana kemudian diberikan nama. Jadi, tujuan pertama dari klasifikasi adalah untuk memberikan nama kepada setiap kategori sedemikian rupa sehingga dalam mengemukakan suatu objek kita cukup menyatakan namanya saja; tidak perlu membuat pemerian panjang lebar tentang keseluruhan ciri objek tersebut. Hanya dengan cara seperti inilah maka komunikasi dapat menjadi lebih lancar. Karena itu, agar dapat memenuhi fungsi tersebut, suatu sistem klasifikasi dan tatanama hendaknya disepakati oleh orang-orang yang memerlukan adanya sistem tersebut.

Di lain pihak, sebagaimana dikemukakan oleh Grabau, presisi dalam penyusunan skema klasifikasi akan memicu peningkatan presisi pemikiran kita dan sangat bermanfaat sebagai sebuah disiplin mental. Klasifikasi merupakan suatu cara khusus untuk mengungkapkan pengetahuan kita mengenai suatu objek. Dengan demikian, penyusunan skema klasifikasi suatu objek pada dasarnya merupakan usaha untuk menyusun pengetahuan kita mengenai objek tersebut. Jadi, tujuan kedua dari klasifikasi adalah menyajikan pengetahuan kita secara sistematis.

Pendefinisian suatu kategori benda memerlukan pemilihan parameter-parameter pembatas. Pemilihan parameter mungkin didasarkan pada konvensi, penggunaan sehari-hari, atau berdasarkan kesepakatan diantara pemakainya. Namun, patut diingat bahwa karena genesis batuan merupakan tujuan akhir dari setiap penelitian batuan, maka parameter-parameter yang dipilih dalam menggolongkan suatu batuan hendaknya memiliki nilai genetik. Kesulitan-kesulitan yang muncul dalam menggolongkan batuan sedimen muncul karena ketidakberhasilan kita dalam mengenal perbedaan-perbedaan mendasar antara batuan klastika (batuan eksogenetik) dengan batuan kimia (batuan endogenetik). Sifat-sifat penting dari kelompok pertama bukan merupakan sifat-sifat penting dari kelompok kedua. Jadi, untuk menerapkan parameter-parameter tekstur yang sama terhadap semua batuan karbonat, yang pada kenyataannya merupakan endapan poligenetik, justru akan menyebabkan timbulnya kebingungan mengenai sejarah alaminya.

Batuan merupakan benda dengan sifat yang kompleks dan kita tidak mungkin (dan tidak perlu) menyusun skema klasifikasi yang didasarkan pada semua sifat sedimen. Suatu klasifikasi yang berguna cukup mendasarkan diri pada dua atau tiga sifat. Sifat-sifat lainnya diabaikan. Pertimbangan yang dipakai untuk memilih sifat-sifat yang akan dijadikan variabel klasifikasi tidak hanya sifat yang memiliki arti genetik, namun juga relevan. Memang, tidak diragukan lagi bahwa setiap sifat memiliki kebenaran tersendiri. Namun, tidak setiap sifat relevan dengan tujuan penelitian. Maksudnya, setiap sifat yang dipilih sebagai variabel klasifikasi hendaknya mudah diamati/diukur serta tidak memerlukan metoda dan peralatan yang terlalu rumit untuk mengenal-nya. Sebagai contoh, *magnetic susceptibility* memiliki arti penting genetik yang sama dengan besar butir, namun sifat kurang relevan dengan tujuan penelitian kita karena untuk mengetahui sifat itu kita perlu melakukan pengukuran-pengukuran yang rumit. Contoh lain, komposisi kimia juga penting dan berguna, namun kurang terpakai dalam klasifikasi batuan sedimen.

Di atas telah dikatakan bahwa setiap klasifikasi batuan didasarkan pada sifat-sifat yang penting. Masalahnya sekarang adalah: Sifat-sifat mana yang hendaknya dianggap penting? Masalah pemilihan sifat yang dipandang penting sebenarnya dipengaruhi oleh

perkembangan pengetahuan. Berbagai gagasan dan penemuan baru akan mempengaruhi pemilihan kita sehingga dapat mengubah sistem klasifikasi dan tatanama yang ada. Karena itu, tidak mengherankan apabila ada suatu klasifikasi, setelah suatu selang waktu tertentu, kemudian direvisi atau diubah sama sekali. Ketidakstabilan sistem klasifikasi dan tatanama seperti itu memang dapat mengganggu studi, namun hal itu harus disambut dengan gembira karena merupakan bukti adanya kemajuan. Hal itu juga menyadarkan kita bahwa pada hekekatnya klasifikasi merupakan kodifikasi dari gagasan dan konsep yang kita miliki, sedangkan kita tahu bahwa konsep dan gagasan ilmiah selalu berubah.

Klasifikasi batuan sedimen bersifat tradisional dan boleh dikatakan baru berkembang. Memang telah ada usaha untuk membuat standar kuantitatif: mendefinisikan kembali berbagai peristilahan, membuat batas-batas kuantitatif, serta menghilangkan istilah-istilah yang keliru dan tidak berguna. Usaha-usaha itu ada yang ditujukan pada sebagian jenis batuan sedimen (lihat misalnya beberapa laporan Committee on Sedimentation; Wentworth & Williams 1932, tentang sedimen piroklastik; Wentworth 1936, tentang batuan klastika kasar; Allen 1936, tentang batuan klastika berbutir sedang; Twenhofel 1937, tentang batuan klastika halus; dan Tarr 1938, tentang batuan sedimen silikaan). Ada juga usaha-usaha lain yang ditujukan untuk menyusun sistem klasifikasi menyeluruh dari batuan sedimen.

Salah satu hal yang menimbulkan kesulitan dalam penyusunan skema klasifikasi menyeluruh dari batuan sedimen sebenarnya sederhana, yaitu karena endapan sedimen bersifat poligenetik. Jika suatu skema klasifikasi disusun berdasarkan sifat yang memiliki arti genetik penting, biasanya skema itu hanya berguna untuk kerabat sedimen tertentu, namun kurang atau bahkan tidak berguna sama sekali untuk kerabat sedimen yang lain. Sebagai contoh, konsep kematangan (*maturity*) memang bersifat mendasar, namun hanya dapat diterapkan pada sedimen yang merupakan residu pelapukan batuan sumber dan tidak berarti bila diterapkan pada material piroklastik. Provenansi juga merupakan konsep dasar untuk memahami tekstur dan komposisi batuan klastika, namun hanya sedikit atau tidak berguna bila diterapkan pada sedimen kimia. Dari dua contoh di atas jelas sudah

bahwa sukar bagi kita untuk menyusun suatu skema klasifikasi yang menyeluruh pada endapan sedimen.

Namun, masih mungkin bagi kita untuk membentuk skema-skema klasifikasi parsial yang dapat diterapkan pada kerabat endapan sedimen tertentu. Sebagai contoh, banyak ahli telah mencoba menyusun skema klasifikasi batupasir dan batugamping. Di lain pihak, kita juga melihat adanya skema-skema klasifikasi yang dipandang masih belum memuaskan, sesuai dengan perkembangan geologi masa sekarang, misalnya klasifikasi sedimen argilit.

Dalam buku ini penulis mencoba untuk membedakan batuan sedimen ke dalam kerabat-kerabat seperti yang terlihat pada gambar 2-3. Skema klasifikasi itu disusun hanya berdasarkan konvensi belaka. Untuk mengetahui skema klasifikasi parsial untuk setiap kategori sedimen itu, pembaca dapat melihatnya dalam setiap bab yang khusus membahasnya.

2.5 VOLUME DAN MASSA TOTAL SEDIMEN

Batuan sedimen dan batuan metasedimen diperkirakan hanya menempati sekitar 5% volume litosfir, sedangkan batuan beku dan batuan meta-beku meliputi sekitar 95% sisanya (Clarke, 1924). Di lain pihak, batuan sedimen dan metasedimen menempati 75% luas daratan, sedangkan batuan beku dan batuan meta-beku hanya menempati 25% sisanya (gambar 2-4). Dari data-data itu dapat disimpulkan bahwa sedimen merupakan batuan yang hanya menempati bagian terluar bumi yang sangat tipis. Meskipun ketebalan sedimen terkadang tampak demikian tebal, dapat mencapai ketebalan 13 km, namun ketebalan rata-ratanya di wilayah benua hanya sekitar 2,2 km (menurut Mead, 1915) atau 1,8 km (menurut Blatt, 1970). Dasar samudra ditutupi oleh sedimen dengan ketebalan yang belum dapat dipastikan. Meskipun demikian, berdasarkan taksiran-taksiran yang ada, ketebalan sedimen itu berkisar mulai dari 0,2 km (Blatt, 1970) hingga lebih dari 3,0 km (Kuenen, 1941), dengan tebal rata-rata sekitar 1 km (Garrels & Mackenzie, 1971). Ketidakseragaman angka-angka yang diperoleh para ahli seperti terlihat di atas mendorong kita untuk bertanya: Mengapa hal itu bisa terjadi?

Volume dan massa total sedimen di muka bumi ditentukan berdasarkan cara penaksiran yang berbeda-beda. Jika diasumsikan bahwa semua natrium yang ada di laut diperoleh melalui pelindian (*leaching*) batuan beku primitif, maka akan terlihat bahwa kadar garam di laut dewasa ini berkorespondensi dengan dekomposisi lengkap batuan beku setebal 0,5 km (Clarke, 1924:31). Karena sejumlah natrium itu terikat dalam batuan, dan dalam garam-garam laut-dalam, maka harga di atas masih kurang tepat dan perlu dikoreksi. Hasil pengkoreksian menunjukkan bahwa ketebalan batuan beku yang terdekomposisi sehingga memenuhi garam yang ada di laut, dalam batuan sedimen, dan dalam garam-garam laut-dalam adalah 0,8 km. Selain dari batuan beku, selama batuan beku berubah menjadi batuan sedimen, volume sedimen juga bertambah karena adanya proses oksidasi, karbonisasi, dan hidrasi. Menurut asumsi Clarke (1924), volume sedimen yang terbentuk karena ketiga proses itu lebih kurang 10% dari volume total yang terbentuk dari pelindian batuan beku. Dengan demikian, volume total sedimen yang terbentuk adalah $4,4 \times 10^8 \text{ km}^3$. Volume sebanyak itu, bila disebarkan secara merata di seluruh permukaan bumi, akan menghasilkan lapisan sedimen setebal 735 m. Bila disebarkan secara merata di semua batur benua (*continental platform*) di bumi ini (luas batur benua lebih kurang $\frac{1}{3}$ luas permukaan bumi), maka material sebanyak itu akan menghasilkan lapisan sedimen setebal 2000 m. Berbeda dengan hasil taksiran Clarke (1924), Goldschmidt (1936) menaksir bahwa volume sedimen adalah $3,0 \times 10^8 \text{ km}^3$. Angka itu diperoleh berdasarkan hasil taksirannya terhadap kandungan natrium dalam air laut dan sedimen. Kuenen (1941) mengoreksi data yang diperoleh Clarke (1924) dan memperoleh angka $8 \times 10^8 \text{ km}^3$ untuk material yang terdisintegrasi tetapi tidak terdekomposisi (tuff, *greywacke*, dsb) sehingga dia memperoleh angka $13 \times 10^8 \text{ km}^3$ untuk keseluruhan.

Peneliti-peneliti lain melakukan taksiran berdasarkan sudut pandang yang berbeda. Salah satu cara yang dipakai adalah menaksir luas dan ketebalan akumulasi sedimen. Salah satu contohnya adalah perhitungan Poldevaart (1955) yang disusun berdasarkan taksirannya terhadap ketebalan sedimen pada perisai benua, sabuk lipatan muda, cekungan samudra, dan paparan benua. Untuk melakukan perhitungannya, Poldevaart

(1955) menggunakan nilai taksiran yang dikemukakan oleh Kay (1951) dan mengkombinasikannya dengan taksiran terhadap hasil pengukuran geofisika dan laju sedimentasi. Angka yang diperolehnya adalah $6,3 \times 10^8 \text{ km}^3$. Horn & Adams (1966) menggunakan ancangan yang mirip dengan yang digunakan oleh Poldevaart (1955), namun menggunakan data yang berbeda. Mereka mendapatkan angka $10,8 \times 10^8 \text{ km}^3$. Masih dengan menggunakan ancangan yang mirip dengan Poldevaart (1955), Blatt (1970) memperoleh angka $4,8 \times 10^8 \text{ km}^3$. Angka yang disebut terakhir ini berkorespondensi dengan lapisan sedimen setebal 810 m untuk seluruh permukaan bumi.

Dengan menggunakan sejumlah asumsi mengenai densitas mineral dan porositas sedimen, atau dengan kata lain densitas ruah batuan, angka-angka di atas dapat dikonversikan menjadi nilai massa sedimen. Sebagai contoh, Poldevaart (1955) memperoleh angka 1702×10^{15} metrik ton untuk massa keseluruhan sedimen yang ada di bumi, sedangkan Garrels & Mackenzie (1971) memperoleh angka 3200×10^{15} metrik ton.

Bila kita melihat angka-angka di atas, mungkin timbul pertanyaan dalam diri kita: Apakah volume atau massa total sedimen yang ada di bumi ini selalu tetap atau berubah dari waktu ke waktu? Dengan kata lain: Apakah di bumi ini terdapat suatu kesetimbangan dimana jumlah sedimen yang terbentuk selalu dikompensasikan oleh jumlah sedimen yang terhancurkan melalui proses granitisasi? Pertanyaan-pertanyaan yang menarik itu pernah dibahas oleh Garrels & Mackenzie (1971) dan kita akan membahasnya kembali dalam Bab 17.

2.6 KELIMPAHAN RELATIF SEDIMEN YANG BIASA DITEMUKAN

Dari berbagai batuan sedimen, hanya beberapa jenis saja yang biasa ditemukan. Tiga jenis utama batuan sedimen (batupasir, serpih, dan batugamping) menempati lebih dari 90% ruah sedimen, namun kelimpahan setiap jenis batuan sedimen utama itu tidak sama. Banyak peneliti mencoba untuk menaksir kelimpahan relatif setiap jenis batuan sedimen utama itu.

Penaksiran umumnya dilakukan dengan dua cara: dengan metoda pengukuran langsung pada penampang geologi (tabel 2-2) dan metoda perhitungan geokimia proporsi rata-rata serpih, batupasir, dan batugamping sedemikian rupa sehingga didapat harga yang sama dengan harga volume batuan beku yang menjadi sumbernya (tabel 2-3). Pada 1907, Mead melakukan perhitungan dan menaksir bahwa proporsi serpih, batupasir, dan batugamping adalah 80, 11, dan 9. Taksiran baru yang dilakukan oleh Garrels & Mackenzie (1971) terhadap data yang lebih baik, menghasilkan angka 81, 11, dan 8.

Hasil yang diperoleh dari pengukuran dan perhitungan cukup berbeda (lihat kembali tabel 2-2 dan 2-3). Secara umum terlihat bahwa angka untuk proporsi batupasir dan batugamping yang diperoleh dari hasil pengukuran lebih tinggi dibanding dengan nilai proporsi yang diperoleh dari hasil perhitungan. Salah satu keterangan yang dapat dipakai untuk menjelaskan hal itu adalah karena serpih, jenis sedimen yang menurut hasil pengukuran memiliki proporsi rendah, banyak terangkut ke dasar laut-dalam sehingga kurang terwakili dalam rekaman stratigrafi yang ada di wilayah benua.

Sekali lagi, jika kita perhatikan angka-angka di atas, mungkin timbul pertanyaan: Apakah proporsi dan dominansi jenis sedimen selalu tetap sepanjang sejarah geologi? Pertanyaan ini pernah dibahas oleh Ronov (1964, 1968) serta Garrels & Mackenzie (1971). Pertanyaan yang sama akan dibahas pada Bab 17.

BAB 3

TEKSTUR SEDIMEN

Tekstur mencakup ukuran, bentuk, dan keteraturan komponen penyusun batuan. Tekstur pada dasarnya merupakan mikro-geometri batuan. Istilah “berbutir kasar”, “menyudut”, dan “terimbrikasi” merupakan ungkapan yang digunakan untuk menyatakan tekstur. Seorang ahli geologi mungkin tidak puas hanya dengan ungkapan seperti itu. Dia ingin memberikan pemerian yang lebih teliti; dia ingin tahu seberapa kasar komponen penyusun suatu batuan, bagaimana bentuk sudut-sudutnya, serta arah dan kemiringan imbrikasinya. Untuk itu, dalam bab ini kita akan memformulasikan definisi-definisi yang jelas dari setiap ungkapan itu, membahas metoda pengukurannya, serta teknik-teknik analisis statistik yang dapat diterapkan pada berbagai aspek tekstur. Selain itu, dalam bab ini kita juga akan mencoba memahami arti geologi dari setiap aspek tekstur tersebut.

Beberapa aspek tekstur bersifat kompleks dan tergantung pada aspek-aspek lain yang lebih mendasar. Sebagai contoh, porositas tergantung pada pembedaan (*packing*), bentuk, dan pemilahan partikel penyusun batuan.

Berbeda dengan tekstur, yang pada dasarnya berkaitan dengan hubungan antar partikel penyusun batuan, struktur merupakan gejala batuan berskala besar seperti perlapisan dan gelembur (*ripple mark*). Tekstur sebaiknya dipelajari dalam sampel genggam (*hand specimen*) atau sayatan tipis. Struktur, di lain pihak, sebaiknya dipelajari pada singkapan, meskipun ada juga struktur yang terlihat pada sampel genggam.

Sejak diendapkan, sebagian besar sedimen telah berbeda dengan batuan beku dan batuan kristalin lain karena memiliki rangka partikel (*framework of grains*) yang bersifat stabil dalam medan gravitasi bumi. Berbeda dengan mineral penyusun batuan beku dan batuan metamorf, yang satu sama lain berada dalam kontak menerus, kontak antar partikel sedimen adalah kontak noktah (kontak tangensial). Akibatnya, batuan sedimen memiliki rangka tiga dimensi yang terbuka. Partikel penyusun sebagian besar sedimen ditempatkan

pada posisinya sebagai zat padat oleh fluida pengangkutnya, di bawah pengaruh gaya gravitasi. Partikel tersebut umumnya tidak terbentuk secara *in situ*. Karena itu, batuan sedimen dikatakan memiliki tekstur hidro-dinamik (*hydrodynamic texture*).

Sedimen yang baru terbentuk memiliki porositas yang tinggi. Porositas awal dari pasir sekitar 35–40%, sedangkan porositas awal dari lanau dan lempung mungkin sekitar 80%. Salah satu perbedaan utama antara batuan sedimen dengan batuan beku dan batuan metamorf adalah bahwa batuan sedimen memiliki porositas, sedangkan batuan beku dan batuan metamorf hanya sedikit atau tidak memiliki porositas. Namun, dari waktu ke waktu, ruang pori sedimen akan mengecil hingga mendekati nol. Ruang pori sedimen mengecil karena terjadinya presipitasi mineral dalam ruang pori. Mineral yang dipresipitasikan dalam ruang pori berasal dari larutan yang ada dalam ruang pori atau larutan yang masuk ke dalamnya. Tekstur presipitat kimia itu, dan tekstur yang terbentuk akibat alterasi unsur-unsur rangka sedimen, disebut tekstur diagenetik (*diagenetic texture*). Sebagian besar komponen batuan yang memperlihatkan tekstur diagenetik merupakan material kristalin. Tekstur diagenetik terkadang demikian pervasif sehingga tekstur awal (tekstur pengendapan) dari batuan itu tertindih atau bahkan hilang sama sekali. Walau demikian, dalam kasus-kasus umum, kemas awalnya masih terlihat sebagai relik atau “ghost” yang terlihat samar.

Dari penjelasan di atas bisa disimpulkan bahwa hampir semua sedimen memperlihatkan dua kemas: kemas hidrodinamik dan kemas diagenetik. Kesimpulan ini tidak hanya sah untuk batupasir, namun juga untuk sebagian besar batugamping. Jadi, perbedaan antara batupasir dengan batugamping sebenarnya terletak pada komponen penyusunnya, bukan pada kemasnya.

Banyak kemas diagenetik disusun oleh material mikrokristalin. Hal itu terjadi karena sedimen yang mengalami perubahan diagenetik itu memang berupa material mikrokristalin atau karena terjadinya degradasi pada material pembentuk rangka partikel yang semula berukuran besar. Degradasi parsial pada partikel pasir, yang prosesnya disebut “*greywackesation*”, menyebabkan terbentuknya matriks berbutir halus. Devitrifikasi

(*devitrification*) partikel gelas atau *shards* juga menghasilkan produk seperti itu. Mikritisasi (*micritization*) dapat terjadi pada oolit dan sisa organisme dalam batugamping. Walau demikian, karena sedimen karbonat lebih rentan terhadap tekanan dan temperatur normal dibanding pasir, maka proses diagenetik cenderung menyebabkan terbentuknya kemas kristalin kasar dalam batuan karbonat. Sayang sekali, tekstur sebagian sedimen, khususnya serpih, demikian halus sehingga sangat sukar dipelajari di bawah mikroskop. Pada batuan seperti itu, kita biasanya tidak dapat mem-bedakan kemas primer (kemas pengendapan) dengan kemas diagenetik. Karena itu, tidak mengherankan apabila pengetahuan kita mengenai tekstur batuan seperti itu jauh lebih sedikit dibanding pengetahuan kita mengenai batupasir atau batugamping.

Beberapa jenis sedimen tidak memperlihatkan tekstur hidrodinamik maupun tekstur diagenetik. Sedimen ini mungkin memiliki tekstur biogenik (*biogenic texture*), bila dihasilkan oleh organisme, atau tekstur koloform (*colloform texture*) bila dihasilkan oleh pembentukan dan koagulasi gel.

Dalam bab ini pertama-tama kita akan mempelajari kemas pengendapan, terutama kemas hidrodinamik yang mencirikan pasir dan lanau, baik pasir dan lanau klastika maupun pasir dan lanau karbonat. Kemudian kita akan mempelajari kemas kristalin yang terbentuk akibat diagenesis atau sebab-sebab lain.

3.1 BESAR BUTIR PARTIKEL BATUAN DETRITUS

Besar butir partikel sedimen detritus sangat penting artinya karena merupakan variabel dasar yang digunakan untuk mem-baginya menjadi konglomerat, batupasir, dan serpih. Besar butir dan pemilahan (keseragaman butir) mencerminkan kompetensi dan efisiensi medium (agen) pengangkut. Dalam sedimen akuatis, besar butir dapat dipakai sebagai indikator untuk menentukan jarak endapan dari sumbernya. Endapan yang banyak disusun oleh partikel kasar biasanya tidak terangkut jauh. Jenis medium pengangkut dan cara pengangkutan akan mempengaruhi daya angkut dan daya pilah yang dimiliki oleh medium

tersebut. Mengingat fungsinya yang cukup banyak, besar butir merupakan salah satu aspek tekstur yang perlu dipahami oleh setiap ahli sedimentologi.

Pemahaman yang menyeluruh tentang arti geologi dari besar butir hanya dapat diperoleh apabila:

1. Kita memahami pengertian besar butir.
2. Kita mengetahui karakter distribusi besar butir, proses-proses yang bertanggungjawab terhadap distribusi besar butir, serta hubungan antara besar butir dengan jarak dan arah pengangkutan.

3.1.1 Konsep Besar Butir

Apabila partikel penyusun sedimen klastika semuanya berbentuk bola, maka tidak akan muncul berbagai kesulitan yang berkaitan dengan masalah pengertian besar butir seperti sekarang ini. Hanya dengan menyatakan diameternya, orang sudah paham maksudnya. Kenyataannya, kita justru hampir tidak pernah menemukan partikel sedimen yang berbentuk bola; yang ada justru partikel yang tidak beraturan. Karena itu, para ahli sedimentologi dituntut untuk membuat suatu skema penggolongan yang sesuai dengan kenyataan tersebut. Jika ada yang mengatakan bahwa konglomerat A tersusun oleh kerikil berdiameter x , maka pertanyaannya adalah: Apa yang dimaksud dengan kata “diameter” dari partikel yang tidak beraturan seperti itu?

Pengukuran langsung diameter partikel yang tidak beraturan banyak menimbulkan masalah. Beberapa peneliti memakai istilah panjang, lebar, dan tebal untuk menyatakan ukuran partikel, tanpa menjelaskan pengertian ketiga istilah itu. Istilah diameter terpendek, diameter terpanjang, dan diameter menengah dari suatu elipsoid triaksial memang mudah dikatakan namun sukar dipraktekkan. Haruskah setiap diameter itu melalui suatu titik pusat? Haruskah kita mengkombinasikan nilai ketiga diameter itu dan kemudian membaginya untuk mendapatkan nilai diameter “rata-rata”? Atau apakah kita cukup menyatakan diameter menengahnya saja? Krumbein (1941) mengangkat pertanyaan-pertanyaan tersebut dan membuat suatu kerangka definisi operasionalnya (gambar 3-1).

Definisi-definisi yang agak berbeda dari berbagai definisi yang dikemukakan Krumbein (1941), diajukan oleh Humbert (1968).

Dalam praktek, istilah diameter memiliki pengertian yang beragam, tergantung cara pengukurannya. Semua metoda peng-ukuran partikel sedimen didasarkan pada suatu premis, yaitu bahwa semua partikel berbentuk bola atau hampir berbentuk bola atau bahwa hasil pengukuran dinyatakan sebagai diameter ekivalen bola. Karena tidak ada kondisi faktual yang memenuhi per-syaratan itu, maka nilai besar butir yang selama ini dikemukakan orang sebenarnya tidak ada yang benar. Jadi, besar butir suatu partikel sebenarnya tidak dapat diukur. Sebagai gantinya, beberapa sifat lain dipakai untuk “mengukur” diameter dan hasilnya kemudian dikonversikan ke dalam nilai diameter. Pengkonversian dilakukan dengan memakai beberapa asumsi. Sebagian orang meng-ukur volume suatu partikel, kemudian menghitung diameter bola yang volumenya sama dengan volume partikel itu. Diameter seperti itu disebut diameter nominal (*nominal diameter*) oleh Wadell (1932). Metoda itu tidak tergantung pada densitas atau bentuk partikel. Jadi, sah untuk dipakai. Ahli lain “menguku” diameter berdasarkan *settling velocity* partikel. Karena *settling velocity* tidak hanya tergantung pada besar butir, namun juga pada bentuk dan densitasnya, maka metoda ini hanya sah jika densitas dan bentuk butir partikel tetap. Hasil pengukuran itu selanjutnya direduksi dan dikonversikan ke dalam harga diameter atau jari-jari dengan asumsi bahwa butirannya berbentuk bola dengan densitas 2,65 (densitas kuarsa).

Pada bab ini kita tidak akan membahas semua metoda pengukuran besar butir (gambar 3-2). Masalah ini telah dibahas panjang lebar dalam beberapa buku seperti yang disusun oleh Krumbein & Pettijohn (1938), Dalla Valle (1943), Irani & Callis (1963), Köster (1964), Müller (1967), Folk (1968), Allen (1968), dan Carver (1971). Hubungan antara konsep besar butir dengan diameter dapat dilihat pada tabel 3-1. Kita harus memahami konsep dasar besar butir ketika menafsirkan hasil-hasil analisis besar butir karena limitasi setiap metoda menyebabkan hasil analisis itu hanya memberikan suatu nilai pendekatan.

3.1.2 Istilah-Istilah Besar Butir

Para ahli geologi menggunakan cukup banyak istilah untuk menyatakan besar butir partikel sedimen. Beberapa ahli telah mengganti istilah-istilah yang berasal dari bahasa umum dengan istilah-istilah yang kurang dikenal. Beberapa istilah tersebut, serta modifikasinya, dapat dilihat pada tabel 3-2.

Istilah-istilah psefit (*psephite*), psamit (*psammite*), dan pelit (*pelite*) yang diambil dari Bahasa Yunani serta istilah ekivalen-nya—rudit (*rudite*), arenit (*arenite*), dan lutit (*lutite*)—yang diambil dari Bahasa Latin, diusulkan untuk menggantikan istilah gravel, pasir, dan lempung. Ketiga istilah yang disebut terakhir ini tidak hanya menyatakan besar butir, namun mengimplikasikan juga komposisi atau sifat lain. Istilah lempung, misalnya saja, sekarang ini memiliki arti ganda, yaitu sebagai istilah besar butir dan jenis mineral. Jika istilah lempung kemudian disepakati untuk digunakan secara terbatas hanya untuk menyatakan jenis mineral, maka kita perlu mencari istilah lain untuk menyatakan besar butir yang semula disebut lempung. Istilah yang agaknya dapat digunakan sebagai pengganti istilah lempung dalam pengertian besar butir adalah lutit; suatu istilah yang sebenarnya tidak terlalu asing bagi kita karena dipakai dalam penamaan batugamping (ingat, batugamping klastika halus disebut kalsilutit). Sebenarnya, dalam prakteknya, pemakaian istilah lempung dalam pengertian berganda seperti tersebut di atas kurang disetujui oleh para ahli. Sebagai buktinya, agaknya tidak ada ahli geologi yang setuju untuk menamakan lumpur gamping murni sebagai lempung. Dengan dipakainya istilah lutit, kita dapat menamakan sedimen seperti itu sebagai kalsilutit (*calcilutite*). Sedimen lain yang disusun oleh partikel klastika berukuran lempung dapat disebut argilutit (*argillutite*). Analog dengan itu, pasir karbonat murni akan disebut batugamping, bukan batupasir. Tyrell (1921) mengusulkan agar istilah-istilah yang berasal dari Bahasa Latin digunakan untuk menamakan batuan sedimen, sedangkan istilah-istilah yang berasal dari Bahasa Yunani digunakan untuk menamakan batuan metamorf yang berasal dari batuan sedimen.

Istilah-istilah manapun yang dipilih, setiap istilah itu kemungkinan besar akan dipersepsikan secara beragam oleh orang yang terlibat dalam suatu bentuk komunikasi.

Sebagai contoh, ketika seseorang mengatakan bahwa dia menemukan pasir, orang-orang yang mendengarnya mungkin mempersepsikan pasir itu dengan besar butir yang berbeda-beda karena limit-limit kelas pasir itu sendiri memang beragam (gambar 3-3). Fakta ini mendorong kita untuk membuat pembakuan. Sayang sekali, hingga kini keinginan itu masih belum tercapai. Para ahli rekayasa, ahli tanah, dan ahli geologi masih memakai rujukan yang berbeda. Sebernarnya, jangankan kesepakatan diantara orang-orang yang disiplin ilmunya berbeda-beda, diantara ahli-ahli sedimentologi sendiri masih belum ada kesepakatan.

Skala besar butir yang biasa digunakan oleh para ilmuwan di Amerika Utara adalah karya J. A. Udden (1898, 1914). Udden mengembangkan suatu skala geometri dan menggunakan istilah umum untuk menamakan setiap kelas besar butir (gravel, pasir, lanau, dan lempung). Pada 1922, Wentworth menyempurnakan skala Udden dengan mempertimbangkan pendapat para ahli yang didapatkannya melalui kuestioner. Pada 1947, suatu komite ahli geologi dan hidrologi mendukung penggunaan skala dan istilah besar butir Udden-Wentworth, kecuali untuk granula (*granule*) (Lane dkk, 1947). Sejak itu, skala Udden-Wentworth digunakan secara luas oleh para peneliti di Amerika Utara. Kemudian, setelah dilengkapi dengan notasi phi yang diperkenalkan oleh Krumbein pada 1938, skala besar butir Udden-Wentworth juga banyak dipakai di tempat lain.

Committee on Sedimentation dari National Research Council (Amerika Serikat) telah menerbitkan sejumlah laporan tentang tatanama sedimen, termasuk didalamnya pendefinisian ulang istilah-istilah besar butir. Skala besar butir yang mereka usulkan dapat dilihat dalam tabel 3-3, sedangkan definisi-definisi baru yang mereka ajukan adalah sbb:

1. Bongkah (*boulder*) adalah suatu massa batuan lepas yang agak membundar karena terabrasi selama terangkut dan memiliki diameter minimal 256 mm. Bongkah hasil pelapukan *in situ* disebut bongkah disintegrasi (*boulder of disintegration*) atau bongkah ekstrafoliasi (*boulder of extrafoliation*). Blok (*block*) adalah fragmen batuan yang berukuran sama dengan bongkah, namun menyudut dan tidak memperlihatkan jejak pengubahan oleh media pengangkut.

2. Kerakal (*cobble*) adalah suatu massa batuan lepas yang agak membundar karena terabrasi selama terangkut dan memiliki diameter 64–256 mm. Kerakal hasil pelapukan *in situ* disebut kerakal exfoliasi (*cobble of exfoliation*).
3. Kerikil (*pebble*) adalah suatu fragmen batuan yang lebih besar dari pasir kasar atau granul dan lebih kecil dari kerakal serta membundar atau agak membundar karena terabrasi oleh aksi air, angin, atau es. Jadi, diameter kerikil adalah 4–64 mm.
4. Akumulasi bongkah, kerakal, kerikil, atau kombinasi ketiganya dan tidak terkonsolidasi disebut gravel. Berdasarkan besar butir partikel dominannya, suatu gravel dapat disebut gravel bongkah (*boulder gravel*), gravel kerakal (*cobble gravel*), atau gravel kerikil (*pebble gravel*). Bentuk ekivalen dari gravel, namun sudah terkonsolidasi, disebut konglomerat (*conglomerate*). Seperti juga gravel, konglomerat dapat berupa konglomerat bongkah (*boulder conglomerate*), konglomerat kerakal (*cobble conglomerate*), atau konglomerat kerikil (*pebble conglomerate*). *Rubble* adalah akumulasi fragmen batuan yang lebih kasar dari pasir, menyudut, dan belum terkonsolidasi. Bentuk ekivalen dari *rubble*, namun telah terkonsolidasi, disebut breksi (*breccia*).
5. Istilah pasir (*sand*) digunakan untuk menamakan agregat partikel batuan yang berdiameter lebih dari $\frac{1}{16}$ –2 mm.
6. Wentworth (1922) mengusulkan istilah granul (*granule*) untuk menamakan material yang berukuran 2–4 mm.
7. Lanau (*silt*) adalah agregat partikel batuan yang berukuran $\frac{1}{125}$ – $\frac{1}{16}$ mm.
8. Lempung (*clay*) adalah agregat partikel batuan yang berukuran kurang dari $\frac{1}{256}$ mm.

Setiap kategori itu dapat dibagi lebih jauh. Sebagai contoh, kelas pasir dapat dibedakan menjadi sub-kelas pasir kasar, pasir sedang, dsb. Istilah yang ekivalen dengan istilah-istilah tersebut adalah batupasir kasar, batupasir sedang, dsb.

Dalam beberapa hal, definisi-definisi di atas agak lemah karena memasukkan konsep lain, selain konsep ukuran. Kebundaran, pengubahan besar butir (abrasi), dan media pengangkut (air, angin, dan es) sebenarnya tidak perlu diperhitungkan. Jadi, istilah-istilah itu tidak murni deskriptif; didalamnya terkandung implikasi genetik. Sebenarnya, mungkin

tak seorangpun yang dapat mengikuti batasan itu. Jadi, untuk menentukan besar butir pasir, seseorang tidak perlu menentukan atau memisahkan partikel yang berasal dari batupasir tua dengan partikel yang berasal dari granit.

Dalam beberapa hal, tata peristilahan yang disusun oleh komite itu juga kurang lengkap. Sebagai contoh, komite itu telah menyebabkan terduplikasinya istilah blok yang sebelumnya khusus diterapkan untuk fragmen piroklastik. Selain itu, komite juga tidak mengusulkan istilah analog dari blok untuk fragmen yang diameternya kurang dari 256 mm. Hal itu tampaknya lewat dari perhatian komite. Barangkali komite itu menyetujui usul Woodford (1925) yang memperluas batasan blok, yaitu untuk fragmen menyudut, lebih kurang ekuidimensional, dan berdiameter lebih dari 4 mm. Istilah lemping (*slab*) telah diusulkan Woodford (1925) untuk menamakan fragmen pipih dengan diameter maksimum lebih dari 64 mm; istilah keping (*chip*) digunakan untuk menamakan fragmen pipih, menyudut, dan berdiameter kurang dari 64 mm; dan istilah lembaran (*flake*) dipakai untuk menamakan fragmen pipih, menyudut, dan berdiameter maksimum 4 mm. Perhatikan bahwa definisi-definisi yang diusulkan oleh Woodford (1925) melibatkan dua sifat: besar butir dan bentuk butir. Karena itu, definisi-definisi itu juga kurang kritis.

Sebelum dan setelah diterbitkannya laporan-laporan Committee on Sedimentation, sebenarnya ada beberapa usulan yang diajukan untuk menyempurnakan tatanama besar butir. Sebagai contoh, Fernald (1929) mengusulkan istilah *roundstone* untuk menamakan batuan yang tersusun oleh partikel berukuran besar (bongkah, kerakal, dan kerikil). Shrock (1948b) mengusulkan istilah *sharpstone* untuk analog klastik dari *rubble*. Jadi, istilah *sharpstone conglomerate* bisa dipakai untuk menamakan breksi sedimen dan istilah *roundstone conglomerate* untuk menamakan konglomerat biasa. Dalam usulan Shrock (1948) di atas, sekali lagi kita melihat adanya dua konsep yang terkandung dalam pendefinisian istilah besar butir, yakni besar butir dan kebundaran.

Istilah granul yang diusulkan oleh Wentworth (1922) juga taksa. Istilah granul hingga saat ini masih dipakai untuk menamakan presipitat kimia, khususnya yang disusun oleh silikat besi seperti granul grinalit (*greenalite granule*) dan granul glaukonit (*glauconite*

granule). Para ahli umumnya juga tidak menyetujui istilah dan batasan kelas ini. Lane Committee memasukkan material yang berukuran 2–4 mm ke dalam kerikil.

Pembahasan tentang masalah tatanama atau kompendia istilah besar butir dan agregatnya dapat ditemukan dalam karya tulis Bonorino & Teruggi (1952) serta dalam tulisan lain, misalnya karya tulis Köster (1964).

Limit-limit kelas besar butir pada dasarnya bersifat arbitrer dan dipandang “benar” selama disepakati dan dilaksanakan secara konsisten oleh suatu kelompok studi sedimen. Walau demikian, Wentworth (1933) menyatakan bahwa skema penggolongan yang diusulkannya didasarkan pada dasar “alami”. Dia berkeyakinan bahwa kelas-kelas besar butir utama berkaitan erat dengan cara pengangkutannya oleh aliran air dan dengan cara disintegrasi batuan. Bagnold (1941) menggunakan sifat dinamik dalam mendefinisikan pasir. Menurut Bagnold, limit bawah dari “pasir” merupakan ukuran butir yang *terminal settling velocity*-nya lebih kecil dibanding arus eddy naik, sedangkan limit atasnya merupakan ukuran butir yang bila terletak pada suatu bidang akan bergerak bila dikenai oleh tekanan langsung dari fluida atau dorongan butiran lain yang bergerak dalam fluida itu. Definisi yang didasarkan pada sifat dinamik ini tergantung pada khuluk fluida yang bergerak dan hanya sah untuk kondisi aliran “rata-rata”. Lebih jauh Bagnold menyatakan bahwa pasir memiliki suatu karakter yang khas dan tidak dimiliki oleh material lain yang lebih kasar atau lebih halus daripadanya. Bagnold menamakan karakter itu sebagai daya akumulasi sendiri (*the power of self-accumulation*), yakni kemampuan pasir untuk memanfaatkan energi yang dimiliki medium pengangkut untuk mengumpulkan partikel-partikel pasir yang terpisah-pisah ke tempat tertentu, sedangkan tempat lain dibiarkan tidak ditutupi oleh pasir.

3.1.3 Penggolongan Agregat Sedimen

Bila dalam masalah pemakaian istilah individu partikel klastika telah tercapai sedikit kesepakatan, para ahli sama sekali belum sepakat dalam pemakaian istilah agregat partikel sedimen. Karena agregat alami jarang tersusun oleh fragmen yang berukuran sama, maka masalah yang timbul dalam kaitannya dengan hal ini adalah tatanama agregat yang

disusun oleh campuran fragmen yang berbeda ukurannya. Sebagai contoh, meskipun definisi kerikil telah disusun demikian rinci, namun definisi gravel atau konglomerat sendiri sama sekali belum tersentuh. Berbagai pendapat telah dikemukakan oleh para ahli untuk memecahkan masalah itu. Mungkin dengan tujuan mempertahankan pemakaian istilah gravel, sebagian ahli berpendapat bahwa gravel harus mempunyai besar butir rata-rata yang jatuh pada kisaran besar butir gravel. Ahli lain berpendapat bahwa suatu endapan baru dapat disebut gravel apabila mengandung paling tidak 50% (atau angka lain) partikel yang ukurannya termasuk ke dalam kategori gravel.

Metoda-metoda di atas, atau metoda lain, yang digunakan untuk menamakan agregat sedimen tidak ada yang ekuivalen satu sama lain dan tidak ada satupun yang memuaskan semua pihak. Sebagai contoh, suatu sedimen yang terpilah buruk dan merupakan campuran gravel kasar dengan pasir mungkin akan digolongkan sebagai pasir kasar jika harga rata-rata besar butirnya jatuh pada kisaran besar butir pasir kasar, meskipun partikel pasir hanya menyusun 10-20% tubuh sedimen tersebut. Bila suatu saat kita menemukan sedimen yang terpilah buruk secara ekstrim, berupa campuran gravel, pasir, lanau, dan lempung dengan proporsi masing-masing tidak ada yang lebih dari 50%, akan dinamakan apa batuan seperti itu? Beberapa nama khusus pernah diusulkan oleh beberapa ahli misalnya Flint dkk (1960a, 1960b) serta Schermerhorn (1966).

Banyak usul diajukan para ahli untuk memecahkan masalah di atas. Secara umum ada duaancangan yang diusulkan, yakni:

1. Mencoba membakukan tata peristilahan yang digunakan selama ini. Dengan cara ini, dukungan diberikan pada praktek pemakaian istilah-istilah tertentu dan limit-limit istilah tertentu didefinisikan kembali.
2. Membuat serangkaian batas arbitrer untuk bentuk-bentuk campuran serta mendefinisikan dan memberikan nama untuk tiap campuran itu menurut suatu kerangka pemikiran yang sistematis.

Ancangan pertama cenderung pada ketidakteraturan dan tampaknya akan mendorong munculnya batas-batas dan definisi-definisi yang kurang logis. Ancangan kedua akan

menyebabkan timbulnya masalah ketidaksesuaian antara seorang peneliti dengan peneliti lain. Kedua ancangan di atas dapat dilukiskan dengan masalah penamaan campuran pasir dengan gravel. Misalkan ada suatu campuran pasir dan gravel yang membentuk sistem biner yang terdiri dari dua anggota-tepi (*end-member*), yaitu pasir dan gravel. Campuran sistem biner itu dapat dibagi menjadi beberapa kelompok, kemudian memberi nama setiap kelompok itu (gambar 3-4A). Meskipun skema itu sederhana, namun ternyata kurang terpakai. Willman (1942) menyatakan bahwa sebagian besar endapan yang sehari-hari dinamakan gravel ternyata mengandung lebih kurang 50% pasir, bahkan ada juga yang mengandung pasir hingga 75%. Karena itu, dia mengusulkan skema penggolongan seperti yang terlihat pada gambar 3-4B. Jadi, yang dinamakan pasir kerakalan mengandung kerakal kurang dari 25%; gravel pasiran mengandung 50–75% pasir, dan 25–50% gravel. Menurut skema penggolongan itu, suatu endapan yang mengandung partikel berukuran gravel 25% akan disebut gravel. Karena itu, bila seseorang menyetujui klasifikasi itu, kemudian di lapangan dia menemukan endapan ter-konsolidasi yang disusun oleh 25% komponen berukuran gravel, maka dia harus menamakannya konglomerat.

Campuran tiga komponen seperti campuran pasir-lanau-lempung, meskipun jarang ditemukan, namun memang ada. Hingga dewasa ini banyak usaha dilakukan oleh para ahli untuk menyusun skema penggolongan campuran seperti itu (gambar 3-5). Seperti terlihat pada gambar 3-5, agregat tiga komponen dapat direpresentasikan oleh diagram segitiga sama sisi (*triangular diagram*), dimana setiap sudut segitiga itu mewakili jenis komponen, sedangkan sisi-sisinya sebanding dengan proporsi setiap komponen. Segitiga itu selanjutnya dapat dibagi menjadi beberapa ruang, dan sebuah istilah diberikan kepadanya.

Sebagaimana terlihat pada gambar 3-5, hingga saat ini belum ada kesepakatan diantara para ahli geologi, oseanografi, ilmu tanah, dan rekayasa mengenai skema penggolongan campuran pasir-lanau-lempung. Sebagai contoh, istilah lempung dipakai sebagai nama agregat yang mengandung paling tidak 50% lempung (diagram A) atau minimal 80% (diagram D).

Untuk menggantikan sistem tiga komponen, beberapa ahli mengusulkan skema penggolongan lain yang didasarkan pada dua parameter. Sebagai contoh, Baker (1920) mendasarkan skema penggolongannya pada “besar butir ekivalei” (*“equivalent grade”*; maksudnya besar butir rata-rata) dan “faktor besar butir” (*“grading factor”*; maksudnya koefisien pemilahan). Niggli (1934), sebagaimana Baker, mengusulkan skema penggolongan yang hanya dapat dipakai bila si pemakainya mengetahui distribusi besar butir sedimen secara keseluruhan. Penentuan nama setiap jenis sedimen yang ada dalam skala itu didasarkan pada nisbah dua nilai kritis yang diperoleh dari kurva distribusi besar butir.

Dari seluruh penjelasan di atas, jelas sudah bahwa hingga sekarang bukan saja tidak ada kesepakatan mengenai tatanama, namun juga tidak ada satupun sistem penggolongan yang dapat digunakan tanpa melalui analisis besar butir yang lengkap. Di lain pihak, kita tahu bahwa analisis besar butir tidak mungkin, atau paling tidak sangat sukar, dilakukan pada sedimen yang sangat kompak. Karena itu, manfaat skema-skema klasifikasi itu relatif terbatas sewaktu diterapkan pada sedimen purba.

Meskipun secara teoritis sedimen klastika mungkin merupakan campuran dari tiga (atau empat) komponen, namun nyatanya endapan seperti itu jarang ditemukan. Sebagian besar sedimen disusun oleh satu komponen dan hanya sedikit diantaranya yang mengandung material lain. Karena itu, penyusunan skema klasifikasi tiga atau empat komponen yang rumit dapat dikata-kan tidak perlu. Kita mungkin perlu mencontoh skema klasifikasi yang disusun oleh Wentworth pada 1922 (tabel 3-4). Meskipun skema itu tidak mencakup semua tipe campuran yang mungkin ada, namun hampir tidak menemui hambatan bila diterapkan pada endapan alami, kecuali untuk jenis-jenis yang sangat spesifik. Berdasarkan analisisnya terhadap 50 hasil pengukuran Udden (1914) yang diambil secara random, Wentworth melihat bahwa hanya satu sampel (yakni sampel *till*) yang tidak sesuai dengan skema klasifikasi itu.

Prinsip seperti itu dipakai oleh Krynine (1948) yang mengusulkan bahwa istilah konglomerat, batupasir, dan batulanau dapat dipertahankan dan kata lain dapat ditambahkan jika memang diperlukan untuk menunjukkan adanya komponen lain dengan proporsi yang layak diperhitungkan. Sebagai contoh, suatu batupasir bisa disebut konglomeratik jika mengandung kerikil $> 20\%$; disebut kerikilan jika mengandung kerikil $10-20\%$; disebut lanauan jika mengandung lanau $> 20\%$; dan disebut lempungan jika mengandung lempung $> 20\%$. Demikian pula untuk batuan lain.

Penggolongan breksi atau agregat lain yang disusun oleh partikel menyudut didasarkan pada azas yang sama dengan usulan Woodford (1925). Dengan memakai istilah *rubble* untuk agregat fragmen menyudut yang berukuran > 2 mm, kita dapat menamakan beberapa batuan sebagai berikut: breksi tersusun oleh $> 80\%$ *rubble*; breksi pasiran mengandung pasir $> 10\%$; breksi lanauan mengandung lanau $> 10\%$; breksi lempungan mengandung lempung $> 10\%$. Selain itu, syarat lain yang diperlukan adalah tidak ada komponen lain yang proporsinya $> 10\%$. Jika kasus seperti itu muncul, maka diusulkan untuk menggunakan istilah breksi tanah (*earthy breccia*). Kasus yang disebut terakhir ini dapat dipandang sebagai masalah khusus (lihat Bab 6).

3.1.4 Distribusi Besar Butir

3.1.4.1 Skala Besar Butir

Meskipun besar butir partikel sedimen membentuk suatu deret kontinu, namun para ahli menemukan bahwa deret itu perlu dan terasa bermanfaat apabila dibagi-bagi ke dalam sejumlah kelas besar butir. Skema penggolongan hasil pembagian itu disebut skala besar butir (*grade scale*). Alasan dibuatnya skala itu adalah:

1. Pembagian itu memungkinkan dilakukannya pembakuan tata peristilahan sedemikian rupa sehingga pemerian material sedimen dapat lebih sistematis dan, pada gilirannya, menghindarkan kita dari salah pengertian.

2. Pembagian itu memungkinkan distribusi besar butir mudah dianalisis secara statistik.

Kisaran nilai besar butir yang harus dibagi sangat lebar, mulai dari besar butir lempung yang mungkin hanya sekitar 1 μm , hingga bongkah yang berukuran lebih dari 1 m. Untuk kisaran yang begitu lebar, sukar bagi kita untuk membaginya berdasarkan skala linier karena, misalnya saja, jika 1 mm digunakan sebagai rentang tiap kelas, maka akan terlihat bahwa hampir semua material yang kita kenal sebagai pasir, lanau, dan lempung akan masuk ke dalam satu kelas tersendiri, sedangkan material yang kita kenal sebagai pasir atau gravel justru akan terbaik ke dalam 999 kelas. Jadi, untuk membagi kelas besar butir harus dipakai skala geometri. Dalam skala geometri, selang kelas yang panjang diterapkan pada partikel kasar dan selang kelas yang pendek diterapkan pada partikel halus. Ketika Bagnold (1941) menerapkan skala geometri untuk membagi kelas besar butir, dia melihat bahwa skala ini memang sesuai dengan keadaan alaminya.

Skala alami untuk besar butir partikel sedimen adalah skala geometri. Udden telah menyadari hal itu sejak 1898. Dia memilih satu milimeter sebagai titik awal, kemudian memakai perbandingan $\frac{1}{2}$ (atau 2, tergantung darimana kita melihatnya) sedemikian rupa sehingga limit-limit kelas besar butir itu adalah ... $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$, 1, 2, 4, 8, ... (gambar 3-3). Skala Udden itu didukung oleh Wentworth (1922) dan Lane Committee dari National Research Council (1947) (tabel 3-3).

Skala Udden memiliki beberapa kelemahan. Skala itu kurang sesuai untuk digunakan dalam menganalisis sedimen yang ter-pilah baik, misalnya pasir gumuk, karena jumlah kelas besar butir pada sedimen tersebut terlalu sedikit untuk dapat dianalisis secara statistik. Karena itu, skala Udden perlu disempurnakan dengan cara membagi setiap kelas besar butir menjadi beberapa sub-kelas. Namun, jika skala geometri tetap dipertahankan, maka pembagian kelas itu akan menyebabkan munculnya limit-limit kelas besar butir yang merupakan bilangan irasional sehingga sukar untuk dilibatkan dalam perhitungan. Selain itu, nilai titik-titik tengah (*geometric mean*) dari setiap kelas dan sub-kelas yang merupakan

salah satu unsur kuantitatif yang dilibatkan dalam perhitungan statistik, juga merupakan bilangan irasional.

Untuk menghindarkan munculnya bilangan irasional dan untuk menyederhanakan perhitungan statistik, Krumbein (1934) mengusulkan suatu skala lain yang disebut skala phi (*phi scale*). Skala itu disusun berdasarkan hasil observasinya terhadap skala Udden, dimana dia melihat bahwa limit-limit kelas besar butir dalam skala Udden dapat dinyatakan sebagai pangkat dua dari dua: 4 adalah 2^2 , 8 adalah 2^3 , 16 adalah 2^4 , 1 adalah 2^0 , $\frac{1}{2}$ adalah 2^{-1} , dsb. Karena itu, dia mengusulkan pemakaian nilai eksponen (logaritma dengan bilangan dasar 2) dari nilai besar butir untuk menyatakan diameter partikel. Selanjutnya, untuk menghindarkan adanya angka negatif dalam nilai logaritma partikel halus, Krumbein mengalikan log itu dengan -1 (gambar 3-6). Jadi, $\phi = {}^2\log \text{ diameter (mm)}$.

Selain skala-skala tersebut di atas, ada beberapa skala besar butir lain yang pernah diusulkan para ahli (lihat gambar 3-3). Beberapa diantaranya ada yang bersifat geometris reguler seperti skala Udden. Skala yang lain agak berbeda. Sebagai contoh, skala yang diusulkan oleh Atterberg (1905), selain bersifat geometris reguler, juga bersifat desimal dan siklitis. Dalam skala desimal, angka limit-limit kelas besar butirnya sama, hanya letak tanda komanya yang berbeda. Sebagai contoh, pada skala Atterberg, angka limit-limit kelas besar butirnya adalah ... 0.02, 0.2, 2, 20, 200 ... Jumlah kelas dalam skala Atterberg tidak cukup banyak untuk dapat dipakai dalam analisis statistika. Bila setiap kelas ini dibagi lagi menjadi sejumlah sub-kelas, dimana nilai limit-limit sub-kelas besar butir itu dibuat sedemikian rupa sehingga mengikuti aturan logaritmik, maka nilai limit-limit sub-kelas besar butir itu akan berupa bilangan irasional yang sukar diingat, kecuali bila dibulatkan, dan kurang sesuai untuk analisis statistik. Karena itu, dilihat dari segi-segi tersebut, skala Atterberg tidak penting. Walau demikian, skala Atterberg pernah dipakai secara luas oleh para ahli ilmu tanah dan ahli geologi Eropa.

Beberapa skala besar butir yang lain tidak bersifat geometris dan tidak pula linier. Skala tidak beraturan seperti itu digunakan oleh U.S. Department of Agriculture dan para ahli ilmu

tanah di Amerika Serikat. Skala itu memang memberikan hasil yang memuaskan bila digunakan untuk memerikan material berbutir sedang dan halus, namun kurang sesuai bila digunakan untuk meneliti material berbutir kasar atau untuk analisis statistik.

Meskipun cukup banyak skala besar butir yang telah disusun oleh para ahli, namun hingga saat ini para ahli ilmu tanah, ahli teknik sipil, ahli oseanografi, dan ahli geologi masih belum sepakat untuk memakai salah satu diantara skala-skala itu sebagai skala baku. Bagi para ahli sedimentologi, suatu skala baku harus bersifat geometris agar memungkinkan dilakukannya analisis statistik. Skala Udden dan skala phi yang diturunkan daripadanya dapat memenuhi tuntutan tersebut. Karena itu, skala ini digunakan secara luas oleh para ahli sedimentologi. Skala itu dijadikan dasar untuk menentukan limit-limit kelas besar butir yang disajikan dalam buku ini.

3.1.4.2 Tampilan Distribusi Frekuensi Besar Butir

Unsur-unsur detritus dari sedimen klastika (butir pasir, kerakal, dsb), apabila disusun berdasarkan ukurannya, akan memperlihatkan distribusi yang kontinu. Maksudnya, nilai besar butir dari semua unsur itu akan dapat disusun secara berurutan, dari kecil hingga besar, dimana nilai-nilai besar butir itu hanya sedikit berbeda sedemikian rupa sehingga dapat dipandang berubah secara berangsur dan kontinu. Seperti telah diketahui, secara konvensi biasanya kita membagi distribusi kontinu itu ke dalam sejumlah kelas besar butir. Pembagian tersebut memungkinkan kita untuk membandingkan distribusi besar butir suatu tubuh sedimen dengan tubuh sedimen lain serta untuk menganalisis distribusinya.

Distribusi frekuensi besar butir suatu sedimen dapat ditampilkan dalam bentuk tabel (gambar 3-5) atau grafik. Tampilan distribusi frekuensi secara grafik lebih mudah ditangkap maksudnya daripada tampilan yang berupa tabel.

Bentuk-bentuk tampilan grafis yang sering dipergunakan adalah histogram dan kurva kumulatif (*cumulative curve*) (gambar 3-7 dan 3-8). Bentuk histogram dan kurva kumulatif yang digunakan dalam sedimentologi agak menyimpang dari bentuk umum. Karena digunakan untuk analisis besar butir, histogram dan kurva kumulatif itu umumnya

memperlihatkan prosentase setiap kelas berdasarkan berat material, bukan prosentase jumlah partikel dalam setiap kelas besar butir. Selain itu, pada beberapa tahun terakhir, nilai besar butir yang dirajahkan pada sumbu-x biasanya berupa logaritma besar butir; bukan besar butirnya sendiri. Karena itu, lebar setiap batang pada histogram, yang merepresentasikan kisaran besar butir, dilukiskan sama, meskipun rentang kelas yang diwakilinya sebenarnya tidak sama. Cara ini mempermudah interpolasi kurva kumulatif. Selain itu, arah perubahan nilai skala dalam kedua bentuk tampilan itu bertolak-belakang dengan pola konvensional. Nilai-nilai besar butir dalam histogram dan kurva kumulatif itu menurun ke arah kanan (kita tahu biasanya suatu kuantitas dalam histogram dan kurva kumulatif konvensional bertambah ke arah kanan). Namun, “keanehan” itu justru menambah tingginya nilai praktis dari kedua gambar itu karena memungkinkan dirajakkannya kurva kumulatif dalam kertas log probabilitas (gambar 3-9). Nilai-nilai diameter atau phi dirajahkan dalam skala biasa, sedangkan frekuensi kumulatif dirajahkan pada skala probabilitas. Banyak kurva kumulatif hasil perajahan itu tampak sebagai garis lurus, bukan berbentuk “S” seperti yang biasa tampak dalam plot biasa (bandingkan gambar 3-8 dengan gambar 3-9).

3.1.4.3 Karakter Distribusi Frekuensi Besar Butir

Hasil perbandingan histogram dari beberapa sedimen yang berbeda memperlihatkan adanya kesamaan dan perbedaan. Perbedaan-perbedaan tersebut juga terlihat dalam kurva kumulatif, namun sukar untuk ditafsirkan. Udden (1914) membahas masalah ini dan memperkirakan bahwa perbedaan itu muncul akibat adanya hal-hal yang berkaitan dengan agen atau lingkungan pengendapan. Beberapa contoh variasi karakter distribusi frekuensi besar butir dapat dilihat pada gambar 3-10.

Ada beberapa sifat distribusi frekuensi yang penting untuk dipahami. Seperti terlihat pada gambar 3-10, diantara semua kelas besar butir itu terdapat suatu kelas besar butir yang frekuensinya lebih tinggi daripada kelas besar butir lain. Kelas itu disebut kelas modulus (*modal class*). Kelas-kelas lain memiliki frekuensi yang secara berangsur makin rendah

dengan makin jauhnya letak kelas itu dari kelas modus. Walau demikian, kadang-kadang ditemukan pengecualian dimana dua atau tiga kelas besar butir yang terletak cukup jauh dari kelas modus memiliki frekuensi yang lebih tinggi dibanding kelas yang berdampingan dengan kelas modus (gambar 3-10F). Kelas seperti itu disebut kelas modus sekunder (*secondary modal class*). Sedimen yang memiliki lebih dari satu kelas modus disebut polimodus (*polymodal*).

Dengan mengamati hasil-hasil analisis yang ditampilkan secara grafis, misalnya yang terlihat pada gambar 3-10, kita dapat menemukan beberapa karakter lain, yaitu:

1. Jumlah kelas besar butir tidak selalu sama. Dengan kata lain, sedimen dapat memiliki derajat pemilahan yang beragam. Perhatikan jumlah kelas besar butir dalam gambar 3-10A ada 5; dalam gambar 3-10D dan E ada 6; dalam gambar 3-10B dan C ada 9; sedangkan dalam gambar 3-10F ada 10.
 2. Letak kelas modus terhadap kelas-kelas lain tidak selalu sama. Dengan kata lain, sedimen dapat memiliki kemencengan (*skewness*) yang beragam. Berdasarkan letak modus kelas, relatif terhadap kelas-kelas lain, distribusi besar butir sedimen ada yang setangkup (gambar 3-10A, B, C) maupun tidak setangkup atau menceng (gambar 3-10D dan E).
 3. Frekuensi kelas modus, relatif dibanding frekuensi kelas-kelas lain, juga tidak selalu sama. Dengan kata lain, sedimen dapat memiliki kemancungan (*kurtosis*) yang beragam.
- Dari pembahasan di atas, jelaslah sudah bahwa ada empat sifat distribusi besar butir, yakni:

1. Besar butir “rata-rata” atau kecenderungan pertengahan (*central tendency*): mean, median, dan modus.
2. Dispersi atau “pemilahan”. Dalam istilah statistik, dispersi disebut simbangan baku (*standard deviation*).
3. Kesetangkupan (*symmetry*) atau kemencengan (*skewness*).
4. Kemancungan (*kurtosis*).

Penjelasan yang lebih mendetil tentang sifat-sifat tersebut, yang dapat digunakan untuk memerikan distribusi frekuensi besar butir, dapat ditemukan dalam berbagai buku ajar statistika elementer.

Sudah barang tentu akan sangat baik apabila kita dapat menyajikan sifat-sifat itu dalam bentuk angka. Penampilan yang ringkas seperti itu tidak hanya memungkinkan kita untuk mengatakan apakah suatu sedimen memiliki pemilahan yang lebih baik (memiliki simpangan baku yang lebih kecil) atau lebih buruk (memiliki simpangan baku yang lebih besar) dibanding sedimen lain, namun juga dapat mengungkapkan seberapa baik pemilahannya. Angka-angka seperti itu juga memungkinkan kita untuk merajahkan ukuran partikel rata-rata (atau sifat lain) terhadap jarak endapan dari sumbernya serta menyajikan hubungan antara ukuran partikel dengan jarak angkut secara kuantitatif. Demikian pula, adanya angka-angka seperti itu memungkinkan kita untuk merajahkan nilai-nilai tertentu, misalnya saja median atau parameter besar butir lain, ke dalam sebuah peta. Dalam peta seperti itu, setiap angka berkorespondensi dengan satu parameter besar tertentu yang diketahui dari sampel yang diambil pada lokasi tersebut. Setelah itu, kita dapat membuat sebuah peta kontur yang didasarkan pada angka-angka yang telah dirajahkan pada peta itu. Dengan cara seperti itu, kita akan dapat menafsirkan arah aliran atau hal lain.

Parameter-parameter distribusi frekuensi besar butir dapat dibaca atau dihitung dari titik-titik tertentu yang ada pada kurva kumulatif. Parameter-parameter sejenis juga dapat ditentukan dengan cara melakukan perhitungan tertentu dengan memakai data mentah. Parameter-parameter seperti itu disebut “ukuran-ukuran momen” (*“moment measures”*).

Banyak usaha telah dilakukan oleh para ahli untuk menelaah distribusi besar butir dan banyak diantaranya kemudian mengajukan berbagai cara untuk menaksir parameter-parameter besar butir. Ikhtisar berbagai usaha para ahli itu, beserta hasil-hasilnya, telah disajikan secara ringkas oleh Folk (1966). Selain itu, perlu juga ditelaah karya tulis Inman (1952), Krumbein & Pettijohn (1938), serta McBride (1971). Tidak mungkin bagi kita untuk membahas dan mengevaluasi semuanya disini. Secara umum, dapat dikatakan bahwa dewasa ini ada kecenderungan di kalangan para ahli untuk menggunakan nilai phi, bukan

nilai diameter sebenarnya, dalam mengungkapkan karakter distribusi besar butir serta untuk menghitung parameter-parameter besar butir dari titik-titik tertentu yang ada pada kurva kumulatif, misalnya nilai-nilai kuartil (persentil 25, 50, dan 75) bersama-sama dengan persentil 10 dan 90 atau nilai-nilai persentil 5, 16, 50, 84, dan 95. Tabel 3-6 merupakan ikhtisar dari beberapa rumus yang dapat digunakan untuk menyatakan parameter-parameter besar butir.

3.1.4.4 Khuluk Matematis dari Distribusi Frekuensi Besar Butir

Udden (1914) menemukan fakta bahwa skala besar butir geometris cenderung menyebabkan terbentuknya kurva frekuensi (atau histogram) yang simetris. Dengan kata lain, apabila kita merajahkan distribusi frekuensi bukan dengan memakai nilai besar butir sebenarnya, melainkan nilai log besar butir sebagai variabel bebas, maka distribusi besar butir akan cenderung simetris. Fakta itu mendorong sebagian ahli untuk menelaah khuluk distribusi besar butir serta menentukan jenis fungsi, menyatakan fungsi itu dalam bentuk persamaan, dan mencari faktor-faktor fisik apa yang melatarbelakanginya.

Krumbein (1938) menyimpulkan bahwa banyak sedimen memiliki distribusi besar butir log normal dan dia menyajikan distribusi itu sebagai sebuah fungsi Gauss, di dalam distribusi mana nilai log besar butir digunakan sebagai pengganti nilai besar butir sebenarnya. Krumbein kemudian melakukan sejumlah pengujian untuk meneliti normalitas fungsi tersebut sedemikian rupa sehingga akhirnya dia dapat menemukan sejumlah persyaratan yang dapat dipenuhi oleh kebanyakan sedimen. Karakter log normal dari distribusi besar butir dapat dengan cepat diketahui dari kertas probabilitas yang telah dimodifikasi (Otto, 1939). Distribusi besar butir, yang dinyatakan sebagai prosentase berat, dikumulaskan dengan cara biasa dan kemudian dirajahkan sebagai fungsi dari log besar butir (gambar 3-9). Sedimen pada umumnya hanya memperlihatkan sedikit deviasi dari garis lurus; bahkan ada sebagian yang benar-benar muncul sebagai sebuah garis lurus.

Walau demikian, harus diakui bahwa ada sedimen yang tidak memperlihatkan distribusi log normal.

Bagnold (1941) berkeyakinan bahwa distribusi besar butir bukan merupakan fungsi log normal, melainkan fungsi probabilitas lain. Roller (1937, 1941) mengajak para ahli untuk memperhatikan kekeliruan teoritis dan aktual dari hukum probabilitas Gauss untuk partikel kasar dan partikel halus yang ada dalam sedimen. Pada beberapa kasus, distribusi besar butir mungkin lebih mendekati distribusi partikel yang merupakan produk penghancuran random. Distribusi besar butir itu, sebagaimana diperlihatkan oleh batubara yang dihancurkan, dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan seperti yang diajukan oleh Rosin & Rammler (1934). Beberapa endapan piroklastik kasar, *glacial boulder clay* atau *till*, serta produk pelapukan residu yang diamati oleh Krumbein & Tisdell (1940) memiliki distribusi yang mengindikasikan bahwa pembentukannya terjadi akibat proses penghancuran random. Kesimpulan itu didukung oleh hasil-hasil penelitian Kittleman (1964). Lihat gambar 3-11. Bahkan, distribusi besar butir dalam beberapa sedimen biasa (misalnya batupasir arkose dan batupasir kuarsa) mendekati Hukum Rosin (Dapples dkk, 1953). Walau demikian, Roller (1937, 1941) menyatakan bahwa Hukum Rosin juga memiliki beberapa kelemahan teoritis dan praktis.

Beberapa bukti menunjukkan bahwa banyak, jika bukan sebagian besar, distribusi frekuensi besar butir sedimen alami merupakan gabungan dari dua atau lebih distribusi diskrit. Setiap distribusi itu merupakan sebuah populasi tersendiri, dimana masing-masing mungkin merupakan distribusi log normal. Kombinasi dari sejumlah distribusi itu menyebabkan munculnya distribusi yang cenderung memiliki kemencengan tinggi, bahkan dalam beberapa kasus menyebabkan munculnya distribusi bimodus (atau polimodus). Beberapa usaha telah dilakukan oleh para ahli—misalnya Tanner (1959), Spencer (1963), dan Visher (1969)—untuk “memisahkan” kurva kumulatif dan memisahkan populasi-populasi diskrit yang membentuk populasi total itu.

3.1.5 Distribusi Besar Butir dan Penyebabnya

Secara umum, penafsiran hasil analisis besar butir dilakukan dengan tiga metoda. Metoda pertama mengaitkan karakter kurva distribusi besar butir dengan hidrodinamika (dengan proses pengendapan). Metodologi ini dikembangkan oleh Udden (1914) untuk menelaah distribusi bimodus yang diperlihatkan oleh banyak sedimen sungai yang berbutir kasar, dimana modus kasar ditafsirkan sebagai produk pengangkutan traksional, sedangkan modus yang lebih halus ditafsirkannya sebagai produk pengangkutan saltasional. Penafsiran kurva-kurva distribusi besar butir dalam kaitannya dengan hidrodinamika dikembangkan lebih jauh oleh Inman (1949), Moss (1962, 1963), Friedman (1967), dan Visser (1969). Metoda kedua didasarkan pada asumsi bahwa distribusi besar butir sedimen pada dasarnya merupakan produk dari proses-proses pembentukan sedimen. Dalam metodologi ini, distribusi besar butir dinisbahkan pada batuan sumber dan distribusi itu sendiri merupakan cerminan dari proses disintegrasi batuan sumber. *Breakage theories* yang dikembangkan oleh Rosin & Rammler (1934), Kolmogorov (1941), dan Tanner (1959) serta berbagai pengamatan yang dilakukan oleh Rogers dkk (1963) dan Smalley (1966) merupakan contoh dari penerapan metoda ini. Metoda ketiga adalah melakukan penelitian empiris terhadap karakter distribusi besar butir sedimen yang diambil dari berbagai lingkungan geomorfik untuk melihat hubungan, jika ada, antara distribusi besar butir dengan lingkungan pengendapan. Metodologi ini ditemukan pertama kali oleh Udden (1914), kemudian dikembangkan oleh Wentworth (1931a), Sindowski (1957), Friedman (1961, 1962), Moiola & Weiser (1968), dan beberapa ahli lain.

Dalam tulisan di bawah ini kita akan membahas secara lebih mendetil setiap ancangan tersebut di atas dalam mempelajari distribusi besar butir sedimen.

3.1.5.1 Besar Butir dan Provenance

Besar butir tertentu terlihat kurang terepresentasikan secara layak dalam sistem sedimen. Wentworth (1933) mengajak para ahli untuk menelaah masalah itu dan berpendapat bahwa hasil penelaahan itu akan menjadi dasar alami untuk mendefinisikan

kelas-kelas besar butir. Dia menyatakan bahwa kurang terepresentasikannya kelas besar butir tertentu, dan lebih terepresentasi-kan kelas besar butir lain, terjadi akibat proses pembentukan partikel dan faktor-faktor hidrodinamika (tabel 3-7).

Apa buktinya bahwa kelas-kelas besar butir tertentu kurang terepresentasikan dalam distribusi besar butir sedimen? Einstein dkk (1940) menyitir hasil penelitian Nesper di Sungai Rhine, Swiss, di tempat mana material dasar sungai disusun oleh partikel dengan diameter 5–100 mm. Selain itu, diantara bongkah yang relatif besar serta pada lubuk yang relatif terlindung ditemukan pasir dengan diameter 1 mm dan material lain yang lebih halus daripadanya. Walau demikian, partikel dengan diameter 1–5 mm tidak ditemukan di sana. Para peneliti itu menyimpulkan bahwa partikel dengan diameter 1–5 mm “jarang ditemukan karena adanya pengaruh faktor-faktor geologi dan hidrolika tertentu”. Di Sungai Rhine, material kasar merupakan bagian dari beban dasar, sedangkan pasir merupakan bagian dari beban suspensi.

Statistik dari sekitar 1000 data analisis besar butir yang telah diterbitkan menunjukkan adanya defisiensi pada kelas granul (2–4 mm) dan pasir kasar (1–2 mm), bahkan mungkin juga pada kisaran pasir halus ($\frac{1}{16}$ – $\frac{1}{8}$ mm) (Pettijohn, 1940). Bukti yang menyokong kesimpulan tersebut terutama berupa fakta bahwa kelas modulus sedimen jarang yang jatuh pada kelas-kelas besar butir tersebut. Kalau memang tidak terjadi defisiensi, maka hasil analisis besar butir yang ada selama ini akan memperlihatkan bahwa kelas modulus juga akan sering jatuh pada kelas-kelas tersebut, sesering kelas modulus yang jatuh pada kelas-kelas besar butir lain. Hasil analisis terhadap 241 sampel pasir dan gravel aluvial dari bagian selatan California (Conkling dkk, 1934) menunjukkan bahwa kelas modulus hanya jatuh tiga kali pada kelas besar butir 2–4 mm. Angka itu jauh lebih kecil dibanding dengan kelas modulus $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{4}$ mm yang jatuh sebanyak 63 kali dan kelas modulus 32–64 mm yang jatuh sebanyak 41 kali. Hasil-hasil penelitian itu didukung oleh Schlee (1957) yang meneliti gravel aluvial pada bagian hulu sungai di selatan Maryland. Dari 72 sampel alur, tidak ada satupun yang memiliki kelas modulus 1–2 mm atau 2–4 mm. Distribusi besar butir komposit, yang

dibuat dengan cara menyatakan nilai rata-rata dari 72 sampel tersebut, juga memperlihatkan defisiensi pada kelas-kelas besar butir tersebut (gambar 3-12).

Keanehan tersebut tidak hanya berlaku pada sedimen fluvial karena, sebagaimana diperlihatkan oleh Hough (1942), sedimen pesisir dan sedimen dasar teluk Buzard dan Cape Cod juga memperlihatkan defisiensi seperti itu. Hough menyatakan bahwa median dari beberapa ratus sampel jarang yang jatuh pada kelas 2–4 mm atau kelas $1/16$ – $1/32$ mm. Demikian pula, data distribusi besar butir komposit dari 64 sampel sedimen Massachusetts Bay yang dianalisis oleh Trowbridge & Shepard (1932) menunjukkan rendahnya frekuensi pada kelas 1–2 mm. Rendahnya frekuensi itu dijelaskan sebagai kekosongan (*gap*) antara dua beban sedimen: salah satu beban diangkut oleh gelombang badai, sedangkan beban lain diangkut oleh gelombang yang lebih tenang. Perlu dicamkan bahwa sedimen pada umumnya, baik sedimen lepas pantai maupun sedimen gisik, tidak bersifat bimodus seperti sedimen fluvial yang berbutir kasar dan bahwa defisiensi kelas-kelas besar butir tertentu hanya akan terlihat apabila semua hasil analisis diamati. Tidak semua peneliti merasa yakin bahwa kelas-kelas besar butir 1–2 mm dan 2–4 mm kurang terepresentasikan. Russell (1968) meminta perhatian para ahli terhadap konsentrasi-konsentrasi pasir sangat kasar dan gravel halus pada gisik tertentu, dimana material itu hadir dalam kelimpahan yang luar biasa. Dia menyimpulkan bahwa, secara hidrodinamik, kelas-kelas besar butir itu tidak stabil dalam sungai serta cenderung terpilah dan terangkut dengan cepat menuju laut untuk kemudian terakumulasi pada gisik.

Sedimen eolus tampaknya memperlihatkan defisiensi pada kelas $1/8$ – $1/16$ mm. Keanehan itu dikemukakan oleh Udden (1914). Sebagaimana sedimen sungai yang berbutir halus, sedimen eolus jarang yang bersifat bimodus. Walau demikian, kelas modus itu jarang yang jatuh pada kelas $1/8$ – $1/16$ mm. Udden tidak menganalisis sebab musabab munculnya keanehan tersebut, namun dia menyatakan bahwa gejala itu mungkin tidak umum dan kita mungkin dapat menemukan endapan eolus lain yang modus kelasnya jatuh pada kelas besar butir itu sehingga apa yang semula tampak merupakan defisiensi itu sebenarnya tidak ada. Bahwa ada suatu kekosongan antara lanau dan pasir juga dikemukakan oleh

Rogers dkk (1963) serta oleh Tanner (1958). Masalah itu telah dikaji lebih jauh oleh Wolff (1964). Suatu distribusi komposit yang disusun dari hasil 930 analisis besar butir memperlihatkan defisiensi pada kelas lanau kasar. Wolff mengira bahwa defisiensi itu berkaitan dengan pemakaian teknik analitik untuk lanau dan lempung yang berbeda dengan teknik analitik yang digunakan untuk pasir. Jika bukan merupakan artefak dari perbedaan teknik analisis, maka kekosongan itu mungkin muncul akibat ketidaksempurnaan sampel dan bahwa kekosongan itu mungkin akan hilang apabila sedimen lain dimasukkan ke dalam sampel yang dianalisis.

Ada beberapa hal yang dapat digunakan untuk menjelaskan defisiensi kelas-kelas besar butir tertentu atau paling tidak defisiensi sedimen dengan modus kelas seperti itu. Kita mungkin dapat mengasumsikan bahwa material yang berada dalam kisaran kelas-kelas besar butir itu dihasilkan oleh pelapukan dan tidak pernah diendapkan sebagai kelas modus untuk alasan-alasan hidrodinamika tertentu atau material itu hilang sewaktu terangkut karena ketidakstabilan mekanisnya. Kita juga dapat menganggap ada suatu defisiensi primer untuk kelas-kelas besar butir tertentu. Mungkin pelapukan tidak menghasilkan berbagai kelas besar butir dalam jumlah yang sama. Sukar bagi kita untuk menentukan hipotesis mana yang dengan tepat memaparkan sebab-musabab munculnya defisiensi tersebut. Jika kelas-kelas besar butir itu dihasilkan oleh pelapukan atau abrasi, apa yang menjadi sumber partikel-partikel tersebut? Faktor-faktor hidrolika mungkin dapat menghambat pengendapan partikel tersebut pada tempat-tempat tertentu, namun tidak mungkin dapat menghambat pengendapannya di setiap tempat. Mungkin partikel itu tersegregasi, sebagaimana diperkirakan oleh Russell (1968), dan kemudian diendapkan secara terpisah pula. Kita juga dapat menganggap bahwa partikel itu memang dihasilkan oleh pelapukan, namun memiliki stabilitas mekanik yang rendah sehingga kemudian terhancurkan. Kita pun tidak dapat menolak perkiraan yang menyatakan bahwa partikel itu mungkin tidak dihasilkan dalam jumlah yang cukup banyak pada lingkungan pelapukan. Hipotesis pertama telah digunakan untuk menjelaskan defisiensi pada kelas 2–4 mm (Hough, 1942). Partikel seperti itu memang dapat terbentuk akibat disintegrasi (namun tidak

terbentuk akibat dekomposisi) batuan plutonik. Butiran-butiran mineral yang menyusunnya relatif besar dibanding ukuran total dari partikel tersebut. Karena itu ada sebagian ahli yang berpendapat bahwa partikel granul secara struktural memang lemah dan tidak mampu menyelamatkan diri dari aksi sungai yang keras.

Di lain pihak, bukan tidak mungkin bahwa proses-proses disintegrasi batuan asal menghasilkan lebih banyak partikel dengan ukuran tertentu dan relatif kurang banyak menghasilkan partikel dengan ukuran lain sedemikian rupa sehingga sejak awal memang telah ada defisiensi distribusi besar butir. Ada tiga kategori ukuran partikel yang kemungkinan besar akan terbentuk dari hancuran batuan (disini kita menunjukan perhatian pada batuan sumber kristalin; untuk batuan sedimen klastika, pelapukan hanya akan menyebabkan terlepasnya partikel-partikel yang terbentuk pada fasa sedimentasi sebelumnya). Sebagian batuan secara khas menghasilkan blok sewaktu terlapukkan, sedangkan sebagian lain mengalami proses penghancuran lanjut dan menghasilkan partikel berukuran pasir. Contoh batuan yang biasanya menghasilkan blok adalah kuarsit; sedangkan contoh batuan yang biasa mengalami penghancuran tahap lanjut dan menghasilkan partikel berukuran pasir adalah batuan beku asam yang berbutir kasar dan gneiss. Produk disintegrasi yang berukuran pertengahan mungkin relatif jarang. Walau demikian, data yang ada dewasa ini masih inkonklusif; lima sampel batuan granitik yang terdisintegrasi (namun tidak terdekomposisi) yang dianalisis oleh Krumbein & Tisdell (1940) terlihat paling banyak mengandung partikel 2–4 mm (gambar 3-13). Walau demikian, sebagaimana dikemukakan oleh Dake (1921) dan Smalley (1966), distribusi besar butir partikel kuarsa sangat dibatasi oleh distribusi besar butir kuarsa dalam batuan kristalin faneritik. Partikel yang berukuran lebih dari 1 mm jarang ditemukan. Blok yang dihasilkan akan menjadi material berukuran kerikil; bukan pasir. Selain itu, proses penghancuran lanjut pada umumnya tidak terjadi, kecuali apabila ada gaya-gaya yang luar biasa.

Dekomposisi menghasilkan partikel berukuran lempung. Karena itu, akan tampak adanya defisiensi dalam kelas besar butir lanau. Walau demikian, lanau relatif umum ditemukan dan proses pembentukannya merupakan satu masalah tersendiri. Rogers dkk

(1963) memperkirakan bahwa lanau dihasilkan oleh pelepasan partikel berukuran lanau dari partikel kuarsa yang ukurannya lebih besar. Pandangan seperti itu juga dikemukakan oleh Smalley & Vita-Finzi (1968) yang berpendapat bahwa proses itu paling efektif bekerja selama terjadinya pengangkutan oleh angin di daerah gurun. Penelitian eksperimental yang dilakukan oleh Kuenen (1969) mengenai pengangkutan eolus gagal untuk mendukung gagasan tersebut. Kuenen menisbahkan lanau pada pelapukan batuan berbutir halus yang banyak mengandung kuarsa. Vita-Finzi & Smalley (1970) menyimpulkan bahwa *glacial grinding* bertanggungjawab terhadap ruah lanau dalam rekaman geologi. Eratnya asosiasi antara *loess*—yang terutama disusun oleh lanau—dengan glasiasi kontinental sedikit banyaknya memperlihatkan kesesuaian dengan pendapat tersebut.

Hingga sejauh mana komposisi besar butir dari populasi yang lebih besar mempengaruhi kurva distribusi besar butir dari sedimen tertentu? Karakter bimodus yang diperlihatkan oleh sedimen sungai berbutir kasar dinisbahkan pada defisiensi primer dalam kelas-kelas besar butir yang memisahkan kelas-kelas modus (gambar 6-2). Apakah karakter bimodus dari material itu akan dipertahankan dalam endapan yang terbentuk oleh sungai? Agaknya hal itulah yang terjadi pada kasus sedimen yang diendapkan oleh es—*boulder clay* atau *till*. Analisis *till* umumnya memperlihatkan satu atau lebih modus sekunder yang agaknya tidak bersifat random. Modus sekunder itu mungkin merepresentasikan “pembebanan” es oleh material khusus yang pernah terpilah dan terendapkan pada siklus sedimentasi sebelumnya. Es yang bergerak di atas *sandy outwash* dapat mengambil banyak material penyusun *sandy outwash* itu sehingga hasil analisis besar butir endapan es akan memperlihatkan bahwa endapan itu hanya mengandung sedikit pasir. Masalah apakah hal yang analog terjadi juga pada sedimen endapan akuatis, hal itu masih belum dapat dipastikan, meskipun sejumlah peneliti berkeyakinan bahwa hal itu juga terjadi dalam sedimen endapan akuatis. Swenson (1942) berpendapat bahwa sedimen penyusun tepi Sungai Mississippi banyak berubah oleh input dari suatu anak sungai utama, yakni Sungai Maquoketa. Curray (1960) berkeyakinan bahwa kurva distribusi besar butir dari banyak

sedimen di dasar Teluk Mexico ditentukan oleh proporsi beberapa sedimen yang sebenarnya kecil kemungkinannya untuk diendapkan secara bersama-sama.

3.1.5.2 Besar Butir dan Pengangkutan

Seberapa jauh dan dengan cara bagaimana proses-proses pengangkutan mempengaruhi besar butir dan distribusi besar butir sedimen? Efek-efek pengangkutan belum dapat dipahami sepenuhnya. Konsep-konsep yang ada dewasa ini terutama didasarkan pada penalaran deduktif dan hanya didukung oleh data percobaan atau data lapangan yang jumlahnya sangat terbatas. Meskipun banyak penelitian dilakukan untuk mengetahui efek-efek pengangkutan terhadap ukuran material yang di-angkut, namun kita masih belum dapat memastikan sebab-musabab timbulnya efek-efek besar butir sebagaimana yang terlihat dalam lingkungan-lingkungan alami. Secara umum, gravel yang diangkut oleh sungai tampaknya mengalami penurunan ukuran ke arah hilir (gambar 3-14). Selain itu, karena sudut-sudut material berukuran besar makin membundar dan karena sisi-sisinya makin halus ke arah hilir, maka diasumsikan bahwa abrasi merupakan proses yang bekerja aktif selama pengangkutan dan, oleh karenanya, penurunan ukuran ke arah hilir disebabkan oleh proses penghancuran seperti itu. Hal itu mungkin ada benarnya. Namun, sebagaimana dikemukakan pada Bab 14, penurunan ukuran dalam beberapa kasus kemungkinan besar tidak hanya disebabkan oleh abrasi, namun merupakan cerminan penurunan kompetensi sungai. Penurunan kompetensi itu sendiri pada gilirannya berkaitan dengan penurunan gradien sungai ke arah hilir.

Pernyataan bahwa pasir dan gravel mengalami penurunan ukuran ke arah hilir selama berlangsungnya pengangkutan hampir merupakan sebuah aksioma. Pembundaran yang terlihat pada semua kecur matang mengimplikasikan terjadinya peng-hancuran dan penurunan berat.

Abrasi merupakan sebuah istilah umum yang berarti penghancuran atau atrisi. Dengan pengertian seperti itu, istilah abrasi dapat diterapkan pada hampir setiap proses

penurunan ukuran secara mekanis. Walau demikian, sebagian peneliti mengenal adanya beberapa jenis proses penurunan ukuran dan kemudian mendefinisikan ulang istilah abrasi dalam pengertian yang lebih terbatas. Marshall (1927) menyatakan adanya tiga proses penurunan ukuran: abrasi (dalam pengertian terbatas), tumbukan (*impact*), dan *grinding*. Abrasi adalah efek penggeratan yang dilakukan oleh suatu partikel terhadap partikel lain. Abrasi merupakan proses penghancuran yang berlangsung paling lambat. Tumbukan adalah pukulan suatu partikel berukuran relatif besar terhadap partikel lain yang ukurannya lebih kecil. Karena itu, tumbukan hanya memegang peranan penting jika ada perbedaan ukuran yang berarti antara partikel yang menumbuk dengan partikel yang tertumbuk. Jika perbedaan ukuran itu cukup jauh dan jika suatu sistem didominasi oleh partikel besar, maka partikel kecil akan mengalami penghancuran dalam waktu relatif singkat. *Grinding* adalah *crushing* partikel kecil sewaktu berhubungan terus menerus dengan partikel yang lebih besar daripadanya dan dikenai oleh tekanan partikel-partikel besar itu. *Grinding* merupakan proses penghancuran yang paling efektif, bahkan lebih efektif dibanding tumbukan sekalipun. Dalam *abrasion mill*, partikel pasir yang bercampur dengan gravel dalam beberapa jam akan berubah menjadi partikel lanau dan lempung.

Wadell (1932) menyatakan adanya empat proses abrasi: pelarutan (*solution*), atrisi (*attrition*), *chipping*, dan penyubanan (*splitting*). Perbedaan diantara keempat proses itu terutama terletak pada nisbah ukuran material yang dihasilkan oleh abrasi, relatif terhadap ukuran partikel sebelum terabrasi. Modus abrasi sendiri tidak dipertimbangkan dalam penggolongan tersebut. Jika partikel hasil abrasi berukuran suboptik, maka penghancurannya disebut pelarutan. Pelarutan dapat merupakan penghancuran ionik atau penghancuran koloidal. Jika partikel hasil abrasi dapat dilihat, namun ukurannya kurang dari $\frac{1}{150}$ kali ukuran partikel asalnya, maka penghancurannya disebut atrisi. Jika partikel hasil abrasi masih cukup besar dan terbentuk akibat hilang-nya sudut-sudut partikel asal, maka proses penghancurannya disebut *chipping*. Jika proses penghancuran itu menghasilkan fragmen-fragmen yang ukurannya lebih kurang sama, maka proses itu disebut penyubanan.

Atrisi normal pada gravel menghasilkan material berukuran lanau atau lempung, bukan pasir. *Chipping* dan penyubanan jarang terjadi, kecuali di bawah aliran yang sangat cepat, dimana kondisi itu memicu terbentuknya *spalls* dan *broken rounds*. Bretz (1929) mengajak para ahli untuk memperhatikan berbagai *broken rounds* dari sejumlah gravel yang ada di scabland areas, Washington. Menurut Bretz (1929), persentase kerikil dan kerakal yang dahulu membundar dan sekarang ditemukan terpecah-pecah jauh melebihi jumlah pecahan gravel yang ditemukan dalam gosong-gosong di Sungai Columbia. Dengan demikian, dia menyimpulkan bahwa gravel scabland areas diangkut oleh banjir yang luar biasa besarnya. Sekuat apapun aliran “normal” dalam sungai masa kini, namun gravel yang diangkutnya tidak akan membentuk *broken rounds*, melainkan hanya akan menyebabkan pembundaran pada gravel itu. Meskipun atrisi normal jauh lebih sering terjadi dibanding penyubanan, namun hal itu tidak berarti bahwa penyubanan jarang terjadi. Sebagai buktinya, kita bisa menemukan *broken rounds* dalam kebanyakan gravel. Proporsi *broken rounds* dalam suatu gravel mungkin tidak hanya berkaitan dengan kekuatan aliran, namun mungkin juga dengan ketahanan partikel dan proses-proses pemecahan batuan pasca-pengendapan.

Kuenen (1956) mencoba untuk menganalisis proses abrasi. Dia mengenal adanya tujuh proses penurunan ukuran partikel: penyubanan, *crushing*, *chipping*, *cracking*, *grinding*, pelarutan, dan *blasting*. *Cracking* adalah proses yang bertanggungjawab terhadap pembentukan *percussion marks* berbentuk bulan sabit pada permukaan kerikil. *Sand blasting* adalah penghancuran yang disebabkan oleh pasir yang menumbuk suatu kerikil yang sedang diam.

Hingga dewasa ini belum ada penelitian lengkap atau menyeluruh terhadap efek-efek penurunan ukuran butir terhadap parameter-parameter besar butir. Hal itu antara lain terjadi karena proses itu berlangsung secara bersamaan dengan proses pemilahan sehingga para ahli mendapatkan kesukaran untuk memisahkan efek-efek penurunan ukuran dari efek-efek pemilahan. Sebagaimana dikemukakan oleh Marshall (1927), di

bawah kondisi tertentu, beberapa partikel dikenai oleh proses penurunan ukuran yang lebih cepat dibanding partikel lain. Hal itu banyak menimbulkan perubahan dalam komposisi “campuran” asli dalam *abrasion mill*. Jika produk abrasi yang berbutir halus dipengaruhi oleh efek-efek pemilahan, maka hasilnya adalah peningkatan besar butir rata-rata dari residu dan peningkatan pemilahan (penurunan simpangan baku).

Para ahli juga makin lama makin tertarik pada laju penurunan ukuran dan faktor-faktor yang mengontrolnya. Sebagian aspek laju abrasi dapat dipelajari dalam *abrasion mill* dan percobaan lain yang berkaitan dengannya, namun para ahli menemukan kesulitan untuk menerapkan hasil percobaan-percobaan tersebut pada situasi alami dimana penurunan ukuran hanya sebagian (mungkin sebagian kecil saja) yang berkaitan dengan penghancuran. Sebagian besar penurunan ukuran ke arah hilir dinisbah-kan pada pemilahan.

Penelitian-penelitian laboratorium yang terkontrol menawarkan ancangan lain untuk memecahkan masalah itu. Percobaan-percobaan itu pertama kali dilakukan oleh Daubrée (1879) yang memberikan sumbangan pemikiran penting mengenai hal itu. Walau demikian, penelitian eksperimental seperti itu memiliki beberapa kelemahan. Pertama, penelitian itu menyederhanakan permasalahan karena tidak seorang pun yang dapat memastikan bahwa kondisi-kondisi dalam *abrasion mill* mendekati (karena yang jelas tidak sama) kondisi-kondisi sungai atau pesisir. Hasil-hasil penelitian eksperimental dapat diekstrapolasikan hingga limit-limit tertentu: karena sebagian besar penelitian *abrasion mill* dilakukan pada fragmen berukuran kerikil, maka berbagai kesimpulan yang diambil daripadanya dapat menimbulkan galat ketika diterapkan pada pasir. Sejak penelitian pionir yang dilakukan oleh Daubrée (1879), tidak sedikit ahli mencoba melakukan penelitian sejenis terhadap penghancuran gravel, termasuk Wentworth (1919, 1931b), Marshall (1927), Schoklitsch (1933), Krumbein (1941b), Raleigh (1943, 1944) dan Potter (1955). Lihat gambar 3-14. Penelitian-penelitian itu dilakukan dengan memakai *abrasion mill* atau *tumbling barrel*. Penelitian-penelitian ter-akhir (Kuenen, 1955, 1956, 1964; Bradley dkk, 1972)

menggunakan *circular moat*, sebuah alat yang diyakini lebih mendekati kondisi sungai alami.

Penelitian-penelitian eksperimental tersebut di atas memperlihatkan bahwa penurunan ukuran gravel oleh abrasi dan proses-proses lain yang berkaitan dengannya merupakan fungsi dari ukuran partikel, khuluk (ketahanan) partikel, khuluk dan “kehebatan” (*rigor; violence*) aksi abrasi, ukuran dan proporsi material yang mengalami abrasi, khuluk material dasar dimana gravel bergerak (apakah berupa pasir atau gravel), serta durasi proses abrasi atau jarak abrasi.

Efek besar butir jelas terlihat: gravel dengan cepat terabrasi dan membulat, sedangkan pasir sangat lambat terabrasi. Bahkan, untuk partikel kerikil sekalipun, prosentase material yang hilang untuk suatu jarak pengangkutan tertentu lebih banyak terjadi pada partikel yang ukurannya lebih besar (Kuenen, 1956). Hasil penelitian itu menjadi makin kompleks pada saat digunakan sebuah campuran yang terdiri dari beberapa kategori besar butir, bukan material yang hanya disusun oleh satu kategori besar butir. Dalam campuran, justru partikel halus yang lebih banyak mengalami penghancuran. Hal itu mungkin terjadi karena pengaruh gaya-gaya yang diberikan oleh partikel besar terhadap partikel kecil. Sebagaimana diakui oleh semua peneliti, ketahanan (*durability*) material memegang peranan penting. Secara umum, rijang, kuarsit, dan kuarsa urat merupakan material yang paling tahan terhadap penghancuran; batuan metamorf menempati posisi kedua, sedangkan batupasir dan batugamping merupakan material yang paling lemah terhadap penghancuran (Plumley, 1948; Kuenen, 1956). “Kehebatan” aksi penghancuran juga merupakan faktor penting. Laju penghilangan massa meningkat dengan makin hebatnya aksi penghancuran. Percobaan-percobaan yang dilakukan oleh Kuenen (1956) menunjukkan bahwa abrasi sebanding dengan pangkat dua kecepatan aliran. Masalah apakah ada atau tidak ada kecepatan kritis untuk mineral atau batuan tertentu, di atas kecepatan kritis mana *chipping* dan penyuburan lebih dominan dibanding tipe abrasi lain, sebagaimana dikemukakan oleh Krynine (1942), tidak diketahui. Sebagaimana

diperlihatkan oleh Kuenen (1956), khuluk permukaan dasar sungai, di atas mana gravel diangkut, juga memegang peranan penting. Penghilangan massa akan relatif rendah jika material penyusun dasar sungai berupa pasir dan akan relatif tinggi, mungkin sekitar lima kali lipat, apabila material penyusun dasar sungai berupa gravel. Efek bentuk asal dari partikel tampaknya sangat kecil. Walau demikian diketahui bahwa laju penghilangan massa menjadi menurun sejalan dengan bertambahnya kebundaran partikel. Pengaruh agen geologi pada penghancuran gravel lebih rendah dibanding pengaruhnya terhadap penghancuran pasir. Penelitian-penelitian eksperimental yang dilakukan terhadap *surf action* masih sangat sedikit (Kuenen, 1964). Penghancuran gravel oleh *surf action* agaknya berlangsung cepat.

Semua penelitian eksperimental yang dilakukan selama ini menunjukkan bahwa laju penurunan besar butir mencapai nilai tertinggi pada tahap awal proses pengangkutan dan cenderung menurun secara eksponensial sejalan dengan bertambahnya waktu dan jarak angkut (Krumbein, 1941b; Schoklitsch, 1933).

Penelitian-penelitian eksperimental terhadap abrasi pasir antara lain dilakukan oleh Daubrée (1879), Anderson (1926), Thiel (1940), Kuenen (1959, 1960a, 1960b), serta Berthois & Portier (1957). Semua penelitian itu menunjukkan bahwa, apabila tidak terdapat partikel kasar, abrasi pasir berlangsung dengan laju yang jauh lebih rendah. Daubrée (1879), misalnya saja, menunjukkan bahwa partikel pasir hanya akan kehilangan massa sebanyak 0,01% per kilometer jarak angkut. Dengan menggunakan *circular moat*, bukan *revolving mill*, Kuenen (1958) menemukan fakta bahwa butiran kuarsa yang berdiameter sekitar 0,5 mm akan kehilangan sekitar 0,0001% material per kilometer jarak angkut. Hasil penelitiannya itu mengimplikasikan bahwa pengangkutan sejauh 10.000 km tidak akan menghasilkan pembundaran yang berarti pada partikel kuarsa dengan ukuran sebesar itu. Karena sungai pada umumnya memiliki panjang sekitar 1000 km, bahkan kurang dari itu, maka 10 siklus abrasi mekanis oleh sungai hanya akan menyebabkan penghilangan massa kurang dari 1%. Penelitian lain, dengan memakai *abrasion mill* (Berthois & Portier, 1957;

Thiel, 1940) menunjukkan penghilangan massa yang lebih besar dari itu, namun hasil penelitian itu tetap menunjukkan bahwa penurunan ukuran yang berarti pada pasir kuarsa tidak dapat dicapai oleh aksi sungai. Untuk mengubah suatu partikel pasir berbentuk kubus dengan panjang sisi 1 mm agar sudut-sudutnya berubah sedemikian rupa sehingga kubus itu berubah menjadi bola dengan diameter 1 mm diperlukan penghilangan massa sebanyak 47,5%. Padahal, penghilangan terbanyak sekalipun yang pernah dilaporkan selama ini tidak menyebabkan terjadinya penurunan besar butir dan perubahan bentuk yang berarti; paling-paling hanya menyebabkan sedikit perubahan kedua sifat itu. Foto-foto partikel kuarsa berukuran pasir yang disajikan oleh Thiel (1940), sebelum dan setelah mengalami abrasi yang setara dengan pengangkutan sejauh 5000 mil (sekitar 8333 km), mendukung kesimpulan tersebut. Foto-foto partikel kuarsa berukuran pasir yang disajikan oleh Kuenen (1958), sebelum dan setelah mengalami abrasi sejauh 248 km, juga praktis tidak memperlihatkan perubahan apa-apa. Efek-efek yang ditimbulkan oleh pengangkutan angin tampaknya beberapa kali lebih kuat dibanding efek-efek pengangkutan air (Kuenen, 1960b). Fakta itu mendorong Kuenen untuk berpendapat bahwa pembundaran partikel pasir harus dinisbahkan pada aksi angin. Partikel yang diameternya lebih kecil dari 0,05 mm sama sekali tidak terabrasi.

Setelah memperhatikan hasil berbagai penelitian eksperimental di atas, ada satu pertanyaan yang perlu dijawab: Apa peran-an abrasi alami dalam mengurangi atau mengubah ukuran individu-individu partikel atau dalam mengubah distribusi besar butir suatu populasi partikel? Jelas bahwa proses itu menyebabkan terjadinya perubahan bentuk, kebundaran, dan tekstur permukaan partikel (efek-efek pengangkutan terhadap perubahan sifat-sifat tersebut akan dibahas pada sub bab 3.2). Walau demikian, penurunan ukuran yang berarti ke arah hilir sebagaimana yang teramati pada banyak sungai kemungkinan besar hanya sedikit dipengaruhi oleh abrasi. Penurunan ukuran itu sangat dipengaruhi oleh penurunan gradien dan kompetensi sungai ke arah hilir (lihat Bab 14). Pada lingkungan-lingkungan alami, partikel kuarsa agaknya tidak atau hanya sedikit mengalami penurunan ukuran akibat abrasi. Pendeknya, distribusi besar butir merupakan

produk aksi hidrolitik, bukan produk abrasi, dan secara umum distribusi besar butir suatu endapan merupakan warisan dari disintegrasi batuan dan bukan merupakan produk agen atau proses pengangkutan.

3.1.5.3 Besar Butir dan Proses-Proses Pengendapan

Gagasan yang menyatakan bahwa sebagian besar distribusi frekuensi besar butir merupakan campuran dari dua atau tiga populasi besar butir yang berkaitan dengan modus pengangkutan sedimen dan bahwa penafsiran kurva distribusi besar butir merupakan sebuah masalah dalam mengenal dan mengaitkan subpopulasi-subpopulasi itu dengan proses-proses hidrodinamika tertentu makin lama makin mendapatkan dukungan (gambar 3-15).

Ancangan ini pertama-tama diterapkan pada endapan sungai yang berbutir kasar. Khuluk bimodus terutama sering ditemu-kan dalam endapan tersebut. Pasir, di lain pihak, cenderung unimodus. Diantara beratus-ratus karya tulis yang menyajikan hasil analisis gravel sungai di California, misalnya saja, 92% diantaranya memiliki lebih dari satu modus (Conkling dkk, 1934). Sedangkan untuk kasus endapan pasir, hanya 42% saja yang memiliki modus lebih dari satu. Secara umum, gravel yang memiliki modus lebih dari satu memiliki kelas modus pada salah satu kelas gravel, sedangkan modus sekunder berada pada kelas pasir. Modus sekunder itu 4 atau 5 kelas lebih kecil daripada kelas modus utama. Dengan demikian, partikel-partikel penyusun utama endapan itu 16 hingga 32 kali lebih besar dibanding partikel sekunder. Gravel aluvial lain juga memperlihatkan sifat bimodus. Krumbein (1940, 1942a) menemukan bahwa 85% gravel endapan banjir di San Gabriel dan Arroyo Seco bersifat bimodus. Dua puluh diantara 23 sampel gravel teras Black Hills juga bersifat bimodus (Plumley, 1948).

Semua data tersebut di atas digunakan sebagai dasar pemikiran adanya dua populasi yang berkorespondensi dengan dua modus pengangkutan partikel. Udden (1914) menyatakan bahwa, "... medium pengangkut... cenderung mengangkut dan meng-

endapkan dua kategori besar butir, bukan satu kategori besar butir. Endapan utama yang dihasilkannya akan mengandung partikel-partikel kasar yang jumlahnya lebih sedikit dibanding kelas modus.” Dia mengasumsikan bahwa kelas modus akan terletak pada kelas partikel yang relatif halus, sedangkan kelas modus sekunder akan terletak pada kelas gravel. Sebenarnya, justru yang sebaliknya lah yang sering ditemukan.

Fraser (1935) berpendapat bahwa pengendapan kerakal dan pasir halus secara simultan tidak mungkin terjadi dan dia menjelaskan bahwa kecepatan arus yang mengangkut kerakal berukuran 25 cm harus menurun sebanyak 60% sebelum mampu mengendapkan partikel berukuran 1 mm. Perubahan kecepatan aliran yang drastis seperti itu kemungkinan besar tidak akan terjadi dan Fraser (1935) berkeyakinan bahwa pada satu titik waktu, sungai hanya mengendapkan partikel-partikel dengan kisaran ukuran yang terbatas dan bahwa material relatif halus yang ditemukan dalam gravel sebenarnya terbentuk kemudian melalui infiltrasi. Pendapat seperti itu juga dikemukakan oleh Dal Cin (1967), berdasarkan hasil penelitiannya terhadap gravel di Sungai Piave, Itali. Plumley (1948) juga menafsirkan material halus, yang merupakan modus sekunder dalam banyak gravel, sebagai material yang terjebak dan mengisi ruang kosong diantara partikel-partikel besar. Untuk mendukung pendapatnya itu, Plumley (1948) menyatakan bahwa jika diasumsikan bahwa ada dua fraksi besar butir dalam suatu endapan—dimana fraksi halus cukup kecil sedemikian rupa sehingga dapat menempati ruang yang terletak diantara fraksi kasar—maka fraksi halus itu akan menempati sekitar 22–32% berat dari keseluruhan endapan, tergantung pada keketatan pembandelaannya. Karena gravel alami rata-rata mengandung 20% modus sekunder dan besar butir yang berkaitan dengannya, agaknya fraksi itu memang terjebak diantara partikel-partikel kasar. Meskipun terdapat perbedaan antara bentuk gravel alami dengan partikel ideal yang berbentuk bola, meskipun dalam suatu gravel sering terdapat dua fraksi besar butir yang ukurannya jauh berbeda, dan meskipun pembandelaan endapan alami tidak memperlihatkan keteraturan geometris sempurna, namun hasil-hasil pengamatan selama ini memperlihatkan banyak kesesuaian dengan hasil-hasil kajian teoritis.

Sudah barang tentu distribusi bimodus dapat muncul akibat prosedur pengambilan sampel dimana material yang dikumpul-kan berasal dari dua lapisan yang berbeda, masing-masing dengan populasinya sendiri-sendiri (Bagnold, 1941). Namun banyak dsitribusi bimodus memang bukan merupakan artefak teknik pengambilan sampel sebagaimana distribusi besar butir yang diperlihatkan oleh sampel-sampel yang berasal dari satu lapisan. Kedua populasi itu tampak diendapkan pada episode peng-endapan yang sama.

Distribusi bimodus hanya merupakan sebuah kasus khusus dari pencampuran dua populasi, dimana pada kasus itu kedua populasi besar butir itu terpisahkan cukup jauh sedemikian rupa sehingga distribusi keseluruhan tampak bimodus. Apabila kelas-kelas besar butir dengan frekuensi yang relatif tinggi itu tidak berjauhan, maka populasi keseluruhan akan tampak unimodus. Walau demikian, populasi komposit akan tampak menceng dan distribusi frekuensi besar butir itu akan berbeda dengan log normal. Peningkatan kesadaran bahwa banyak distribusi besar butir merupakan komposit dari dua atau tiga populasi telah mendorong sebagian ahli untuk mengaitkan subpopulasi-subpopulasi itu pada modus pengangkutan sedimen yang berbeda-beda.

Doeglas (1946) dan Harris (1958a, 1958b) mencoba mengaitkan sifat itu dengan kondisi-kondisi pengangkutan yang ber-beda. Kemajuan besar dalam hal ini terjadi dengan diterbitkannya karya-karya tulis Moss (1962, 1963, 1972). Moss melihat adanya tiga subpopulasi yang berkaitan dengan proses sedimentasi yang berbeda-beda. Populasi-populasi itu dapat diketahui dari kurva distribusi besar butir. Bagian utama dari distribusi besar butir terletak antara persentil 20 dan 80. Populasi itu merupakan beban saltasi utama. “Ekor” kasar dari distribusi besar butir merupakan beban traksi, sedangkan “ekor” halus merupakan material suspensi yang terjebak pada ruang diantara rangka utama endapan tersebut. Sebagaimana dikemukakan oleh Moss (1962), dalam sejumlah endapan sungai yang berbutir kasar, beban traksi menjadi bagian utama dari endapan itu. Endapan-endapan itu merupakan endapan bimodus yang telah dijelaskan di atas.

Penelitian utama pada beberapa tahun terakhir, yang mengaitkan populasi-populasi distribusi besar butir dengan hidro-dinamika, adalah penelitian yang dilakukan oleh Visher (1969). Dia mengasumsikan bahwa kurva distribusi besar butir dari semua sedimen klastika merupakan komposit dari tiga populasi dasar—populasi yang diangkut dengan cara traksi, saltasi, dan suspensi—dan setiap populasi itu memiliki distribusi log normal sehingga akan tampak sebagai sebuah garis lurus dalam skala probabilitas (dengan menggunakan log diameter atau notasi ϕ). Lihat gambar 3-15. Hubungan seperti itu diperlihatkan oleh lebih dari 2000 hasil analisis besar butir yang dilakukan pada endapan yang berasal dari lingkungan yang berbeda-beda.

Apa hubungan antara bentuk partikel dan kurva distribusi besar butir—kelimpahan relatif dan karakter komponen-komponen-nya—dengan lingkungan pengendapan yang ditentukan keberadaannya berdasarkan aspek-aspek morfologi? Visher ber-keyakinan bahwa karakter individu kurva distribusi besar butir memberikan dasar untuk mengenal lingkungan, namun dia juga menyatakan bahwa “setiap usaha untuk mendefinisikan secara cermat limit-limit segmen garis yang miring, titik-titik infleksi, dan persentase ketiga populasi dasar untuk setiap lingkungan pengendapan tidak mungkin dapat dilakukan.”

Hingga disini dapat disimpulkan bahwa beberapa ancangan untuk mencari arti dari kurva distribusi besar butir sedimen klastika memiliki kesahihan tersendiri. Faktor-faktor hidrodinamika hingga tingkat tertentu dapat dihubungkan dengan lingkungan geomorfologi. Suatu proses tertentu mungkin bekerja dominan pada suatu lingkungan, namun mungkin hanya berperan sekunder pada lingkungan lain.

3.1.6 Distribusi Besar Butir dan Analisis Lingkungan

Udden berkeyakinan bahwa komposisi besar butir suatu sedimen klastika dikontrol oleh kondisi hidrodinamika yang ada sewaktu sedimen itu diendapkan. Karena itu, jika sedimen purba diendapkan di bawah kondisi yang lebih kurang sama dengan kondisi pengendapan masa kini, maka pemelajaran sedimen modern akan akan mampu mengungkapkan karakter besar butir setiap tipe sedimen, dimana karakter itu selanjutnya

dapat digunakan untuk mengungkapkan asal-usul endapan purba. Karena itu pula, Udden melakukan banyak “analisis mekanik”, khususnya endapan angin, dan menerbitkan pada 1914 lebih dari 350 hasil analisis mekanik bersama-sama dengan sebuah ikhtisar mengenai “hukum-hukum” yang menurut dia mengatur komposisi sedimen klastika. Wentworth (1931a) menerbitkan lebih dari 800 hasil analisis mekanik dalam bentuk grafik untuk memperluas hasil penelitian Udden. Pengamatan terhadap pola grafik yang disajikan dalam berbagai histogram yang dibuat oleh Wentworth menunjukkan bahwa pola yang berasal dari lingkungan yang berbeda juga berbeda-beda. *Glacial till* dan pasir gisik, misalnya saja, sangat jauh berbeda. Di lain pihak, beberapa sedimen yang diendapkan pada lingkungan pengendapan yang berbeda memperlihatkan komposisi mekanik yang mirip satu sama lain, misalnya pasir gisik dan pasir gumuk.

Ketidakmampuan untuk memisahkan lingkungan atau agen pengendapan berdasarkan pola grafik distribusi besar butir tidak menyurutkan hasrat para ahli untuk mencari sifat-sifat distribusi besar butir yang lebih samar. Keller (1945) memakai nisbah kuantitas dua kelas proksimal terhadap kelas modus—apa yang dia sebut sebagai nisbah $F : C$ —untuk membedakan pasir endapan angin dengan pasir gisik. Nisbah yang diajukannya merupakan nilai taksiran dari kemencengan. Sejak itu, usaha-usaha yang lebih canggih dan menggunakan satu atau beberapa parameter besar butir dilakukan untuk membedakan pasir sungai, gisik, dan gumuk. Friedman (1961, 1962, 1967) mencoba untuk membedakan pasir gisik dan pasir gumuk dengan memakai plot kemencengan terhadap mean dan untuk membedakan pasir sungai dengan pasir gisik dengan memakai plot kemencengan terhadap simpangan baku (gambar 3-16). Penelitian yang dilakukan oleh Moiola & Weiser (1968), dengan memakai ancangan yang mirip, mendukung gagasan yang dikemukakan oleh Friedman. Ahli lain juga menggunakan diagram tebar (*scatter diagram*) yang melibatkan dua variabel. Passega (1957, 1964), misalnya saja, merajahkan persentil 1, C (pada dasarnya ukuran paling kasar), terhadap besar butir rata-rata, M . Demikian pula dengan apa yang dilakukan oleh Bull (1962). Diasumsikan bahwa pola CM tertentu

mengindikasikan proses atau agen pengendapan tertentu. Passega (1957, 1964), misalnya saja, mampu memisahkan aksi arus turbid dengan aksi arus biasa.

Pemakaian parameter-parameter besar butir dalam berbagai kombinasi sebagai indikator lingkungan juga pernah dicobakan oleh Mason & Folk (1958), Gees (1965), Schlee dkk (1965), Kolduk (1968), Doeglas (1968), Solohub & Klován (1970), serta Buller & McManus (1972). Tidak semua penulis itu berhasil memisahkan lingkungan-lingkungan pengendapan pasir dengan ancangan tersebut. Bahkan, pada beberapa kasus, ancangan itu tidak memberikan hasil apa-apa. Pada kasus lain, terjadi pertumpang-tindihan pada diagram tebar. Karena itu, hasil-hasil yang diperoleh menjadi taksa.

Metoda lain yang lebih canggih lagi menggunakan lebih dari dua variabel sekaligus. Teknik itu adalah analisis diskriminan (*discriminant analysis*) yang dikembangkan oleh Sahu (1964a, 1964b). Klován (1966) memakai analisis faktor (*factor analysis*) pada sedimen Barataria Bay, Louisiana, untuk mengisolasi faktor-faktor yang berkaitan dengan proses-proses yang mengontrol pengendapan sedimen di tempat itu: *surf*, arus dasar, dan pengendapan air tenang.

Pendeknya, dapat dikatakan bahwa usaha-usaha untuk mengaitkan distribusi besar butir suatu sedimen dengan lingkungan pengendapannya hanya berhasil secara terbatas. Agaknya hasil-hasil negatif muncul dari premis bahwa kurva distribusi besar butir dikontrol oleh faktor-faktor hidrodinamika dan bahwa setiap lingkungan dicirikan oleh rezim hidrodinamika yang khas. Tidak satupun diantara kedua premis itu yang sah. Efek provenansi (maksudnya, karakter besar butir sedimen yang masuk ke dalam lingkungan pengendapan) belum diperhitungkan sewajarnya. Selain itu, proses-proses hidrodinamika yang sama dapat bekerja pada lebih dari satu lingkungan pengendapan. Dengan kata lain, lingkungan hidrodinamika dan lingkungan pengendapan seperti yang biasa didefinisikan berdasarkan geomorfologi mungkin tidak tepat sama (Solohub & Klován, 1970).

Terakhir, kita dapat mengambil kesimpulan-kesimpulan berikut:

1. Berbagai pengukuran (misalnya berat dan volume) dapat dilakukan terhadap individu-individu partikel atau pada agregat partikel. Pengukuran itu dapat dilakukan dengan banyak cara, misalnya dengan pengayakan, elutriasi, dan penyerapan gas. Hasil-hasil pengukuran itu kemudian dikonversikan menjadi "diameter" partikel berdasarkan asumsi-asumsi tertentu. Banyak diantara asumsi-asumsi itu hanya merupakan suatu pendekatan yang tidak terlalu dekat.
2. Distribusi besar butir yang diketahui dari hasil pengukuran itu dinyatakan dalam prosentase jumlah partikel atau prosentase berat partikel yang ada dalam setiap kelas besar butir. Kurva distribusi besar butir, baik yang didasarkan pada prosentase berat maupun prosentase jumlah partikel, memiliki bentuk yang beragam.
3. Prosedur-prosedur analitik baku dapat diterapkan dengan baik pada sedimen yang tidak terkonsolidasi, terutama sedimen masa kini. Namun, prosedur-prosedur itu tidak dapat diterapkan pada sedimen purba yang kompak. Karena itu, prosedur-prosedur tersebut memiliki manfaat yang terbatas. Demikian pula, berbagai kesimpulan yang diperoleh dari hasil penerapan prosedur-prosedur itu pada sedimen masa kini juga memiliki penerapan yang terbatas, misalnya dalam membedakan beberapa lingkungan pengendapan berdasarkan parameter-parameter tekstur.
4. Faktor pembatas lain yang lebih serius adalah alterasi diagenetik. Alterasi diagenetik dapat menyebabkan berubahnya distribusi besar butir asli. Alterasi itu muncul akibat peletisasi oleh organisme, degradasi unsur-unsur rangka batuan yang berukuran besar, rekristalisasi, dan proses lain. Karena itu, kita perlu melaksanakan berbagai prosedur analitik seperti disagregasi dan dispersi sebelum melakukan analisis sedimentasi. Distribusi besar butir serpih paling rentan terhadap perubahan diagenetik dan teknik analisis yang digunakan. Karena itu, sebagian besar analisis besar butir dilakukan pada batupasir yang tidak terlalu rentan terhadap perubahan-perubahan seperti itu.
5. Masih perlu dipertanyakan lagi apakah distribusi besar butir memang indikatif untuk agen dan/atau lingkungan tertentu atau tidak. Selain itu, walaupun distribusi besar butir memang merupakan indikator agen dan/atau lingkungan pengendapan, namun analisis

besar butir mungkin tetap tidak dapat diterapkan pada batuan purba yang telah terlitifikasi dengan baik.

6. Pendeknya, meskipun literatur mengenai distribusi besar butir sedimen klastika demikian banyak dan tidak sedikit usaha telah dilakukan para ahli untuk mendefinisikan besar butir, mengukurnya, dan menghitung parameter-parameter distribusi besar butir, namun input akhir yang diberikannya dalam pemecahan masalah-masalah geologi sangat mengecewakan dan tidak sesuai dengan begitu banyaknya usaha yang telah dilakukan selama ini.
7. Walau demikian, masih ada aspek besar butir yang bermanfaat. Aspek itu bahkan dapat diketahui dari batuan yang telah terlitifikasi. Aspek yang dimaksud adalah ukuran dan penyebaran ukuran kerikil terbesar yang ada dalam konglomerat, jenis fenoklas (*phenoclast*, yakni fragmen luar yang mengindikasikan bahwa fragmen itu telah diangkut jauh dari sumbernya), dan unsur-unsur rangka yang, meskipun bukan sekedar sifat besar butir, namun memiliki kebenaran geologi yang penting. Kita juga dapat melakukan penelitian terhadap bentuk, kebundaran, tekstur permukaan, dan komposisi.

3.2 BENTUK DAN KEBUNDARAN

Bentuk (*shape*) dan kebundaran (*roundness*) pasir dan gravel sejak lama digunakan untuk mengungkapkan sejarah endapan dimana partikel itu berada. Bentuk khas dari kerikil yang terbentuk oleh aksi es dan angin telah lama diketahui. Efek agen-agen lain tidak terlalu jelas dan menjadi bahan perdebatan hangat. Apakah kerikil gisik lebih pipih dibanding kerikil sungai? Apakah angin menyebabkan pembundaran partikel pasir lebih efektif dibanding air? Berapa limit besar butir minimal, jika ada, yang bentuknya dapat dipengaruhi oleh aliran air? Apakah partikel kuarsa dapat mengalami pembundaran yang efektif dalam satu daur sedimentasi? Pertanyaan-pertanyaan seperti itu masih belum mendapatkan jawaban konklusif. Padahal, jawaban konklusif itu akan membantu kita dalam menafsirkan sejarah geologi suatu sedimen.

3.2.1 Bentuk

Bentuk sebuah benda dapat digolongkan dengan banyak cara. Para ahli geometri telah mendefinisikan bentuk-bentuk reguler seperti kubus, prisma, bola, silinder, dan kerucut. Demikian pula, para ahli kristalografi telah mendefinisikan berbagai bentuk kristal. Tidak satupun diantara kedua sistem klasifikasi itu sesuai untuk diterapkan pada partikel sedimen. Bentuk partikel sedimen paling banter hanya mendekati bentuk geometris. Istilah-istilah yang digunakan untuk menyatakan kemiripan suatu partikel sedimen dengan benda geometris—misalnya prismoid, bipyramid (*bipyramidal*), piramid (*pyramidal*), membaji (*wedge-shape*), atau tabuler-sejajar (*parallel-tabular*)—memang dapat dipakai (Wentworth, 1936a). Namun, penggolongan seperti itu tidak saja kualitatif sifatnya, namun juga tidak memiliki kaitan dengan sifat dinamis benda-benda itu selama terangkut. Karena itu, kita memerlukan adanya suatu indeks bentuk yang memungkinkan dilakukannya analisis matematis atau analisis grafis sedemikian rupa sehingga kita akan dapat merekonstruksikan kurva frekuensi distribusi bentuk partikel.

Bentuk-bentuk tertentu tidak dapat dinyatakan dengan bilangan sederhana. Sebagai contoh, kristal euhedra dari beberapa mineral berat dan bentuk kurvatur khas dari fragmen gelas vulkanik sukar untuk dinyatakan secara numerik. Bentuk khas dari *wind-faceted stone*—seperti *einkanter* dan *dreikanter* (Bryan, 1931; Whitney & Dietrich, 1973)—*broken rounds* (Bretz, 1929), serta *flat-iron form* dari *glacial cobble* (Von Engelen, 1930) tidak dapat direduksi ke dalam satu angka tunggal. Walau demikian, untuk alasan yang telah dikemukakan di atas, suatu indeks numerik atau indeks kuantitatif sangat bermanfaat apabila digunakan dalam analisis bentuk partikel dan banyak usaha telah dilakukan oleh para ahli untuk menemukan indeks seperti itu.

Salah satu ancangan yang digunakan adalah memilih suatu rujukan baku. Rujukan yang biasa digunakan adalah sebuah bola. Bola dipilih sebagai rujukan karena: (1) bola merupakan bentuk akhir yang akan dicapai oleh banyak fragmen batuan dan mineral yang

terabrasi pada jangka panjang; dan (2) bola memiliki beberapa sifat unik. Diantara semua bentuk geometris yang volumenya sama, bola memiliki luas permukaan yang paling kecil. Karena itu, dibanding benda-benda lain yang volume dan densitasnya sama, bola memiliki *settling velocity* tertinggi ketika mengendap melalui suatu fluida (Krumbein, 1942b). Lihat gambar 3-17. Karena itu pula, di bawah kondisi pengangkutan suspensional, partikel yang membundar cenderung untuk terpisah dari partikel lain yang tidak berbentuk bola, meskipun densitas dan volumenya sama.

Idealnya, kebolaan (*sphericity*) suatu partikel didefinisikan sebagai s/S , dimana s adalah luas permukaan suatu bola yang volumenya sama dengan partikel, sedangkan S adalah luas permukaan aktual dari partikel itu. Untuk partikel berbentuk bola, maka s/S akan berharga 1,0. Partikel lain yang tidak berbentuk bola akan memiliki nilai s/S yang lebih kecil dari 1,0. Karena kita akan menemukan kesukaran untuk menentukan luas permukaan partikel sedimen yang pada umumnya berukuran kecil dan tidak beraturan, maka nilai kebolaan suatu partikel dapat didekati dari nilai d_n/D_s , dimana d_n adalah diameter sebuah bola yang volumenya sama dengan partikel, sedangkan D_s adalah diameter suatu bola imajiner yang dapat melingkupi partikel itu (umumnya merupakan nilai diameter terpanjang dari partikel itu) (Wadell, 1935).

Dalam suatu sampel pasir atau gravel, setiap partikel akan memiliki nilai kebolaan tersendiri. Walau demikian, sebagian partikel itu akan berbentuk seperti cakram (salah satu sumbunya pendek, sedangkan dua sumbu yang lain lebih kurang sama). Partikel lain mungkin berbentuk seperti batang (salah satu sumbunya panjang, sedangkan dua sumbu yang lain lebih kurang sama). Kedua bentuk itu akan memiliki nilai kebolaan yang rendah. Namun, indeks kebolaan seperti yang telah dijelaskan di atas tidak mampu membedakan kedua bentuk tersebut. Padahal, perbedaan antara kedua bentuk itu sangat penting artinya dalam penelitian tertentu, misalnya saja penelitian kemas gravel.

Hal itulah yang kemudian mendorong sejumlah ahli untuk mengajukan indeks kebolaan lain. Semua indeks itu melibatkan pendefinisian dan pengukuran beberapa

“diameter” partikel dan pemilihan satu atau lebih nisbah untuk mengungkapkan bentuk. Zingg (1935) menggunakan nisbah b/a dan c/b (dimana a , b , dan c berturut-turut panjang, lebar, dan tebal partikel) untuk mendefinisikan empat kategori bentuk (gambar 3-18 dan tabel 3-8). Kategori-kategori itu—*oblate*, *prolate*, *triaxial*, dan *equi-axial*—dan hubungannya dengan indeks kebolaan Wadell diperlihatkan pada gambar 3-19.

Sebagian ahli juga mengusulkan ukuran lain, misalnya kepipihan (*flatness*) dan kepanjangan (*elongation*). Sebagian besar ukuran itu dikaji ulang oleh Konzewitsch (1961), Köster (1964), Flemming (1965), Humbert (1968), dan Carver (1971). Sneed & Folk (1958) mengusulkan suatu ancangan yang merupakan hasil penyempurnaan dari ancangan Zingg-Wadell dan mendefinisikan indeks proyeksi kebolaan maksimum (*maximum projection sphericity index*) $(c^2a^{-1}b^{-2})^{1/3}$ yang mereka lihat berkorelasi lebih baik dengan *settling velocity* dibanding kebolaan operasional yang dikemukakan oleh Wadell.

Kesulitan-kesulitan praktis muncul pada semua metoda pengukuran dan pengungkapan hasil-hasil pengukuran itu. Semua metoda tersebut di atas melibatkan pengukuran yang hanya dapat dilakukan pada kerikil yang bebas matriks dan sukar atau tidak mungkin diterapkan pada pasir atau pada gravel dan pasir yang telah terlitifikasi. Walau demikian, kita tetap perlu mempelajari proses-proses menyebabkan munculnya bentuk partikel serta arti geologinya.

Apa yang dapat kita katakan mengenai kebenaran geologi dari bentuk partikel pasir atau gravel? Partikel kuarsa yang ada dalam suatu endapan pasir memiliki bentuk yang beragam. Pada umumnya partikel itu cenderung membundar. Walau demikian, dalam pasir yang paling matang sekalipun, partikel kuarsa terlihat agak memanjang, dimana nisbah sumbu panjang terhadap sumbu pendek berkisar mulai dari 1,0 hingga 2,5, dengan nilai rata-rata mendekati 1,5. Wayland (1939) menunjukkan adanya kecenderungan pemanjangan kuarsa detritus pada arah sumbu- c . Hal itu dinisbakhkannya pada abrasi yang tidak seragam dan pada perbedaan kekerasan pada arah kristalografi yang berbeda-beda. Walau demikian, Ingerson & Ramisch (1942) melihat bahwa partikel kuarsa yang berasal

dari batuan beku dan batuan metamorf, bahkan granit, cenderung memanjang pada arah yang sejajar dengan sumbu-c (gambar 3-20). Dengan demikian, pemanjangan partikel kuarsa itu terutama ditentukan oleh bentuk asalnya. Bloss (1957) dan Moss (1966) memperlihatkan secara eksperimental bahwa kuarsa memiliki belahan prisma dan belahan rhombohedra yang lemah sehingga partikel yang terbentuk akibat pemecahan kuarsa cenderung untuk memanjang pada arah yang sejajar dengan sumbu-c atau membentuk sudut dengan sumbu-c. Hal senada dikemukakan pula oleh Turnau-Morawska (1955). Dengan demikian, bentuk kuarsa detritus terutama dapat dinisbahkan pada bidang pertumbuhan atau pecahan asal. Diasumsikan bahwa kuarsa dari batuan metamorf memiliki bentuk asal yang lebih memanjang dibanding kuarsa yang berasal dari batuan beku (Krynine, 1946) dan bahwa perbedaan itu memungkinkan setiap orang untuk membedakan kuarsa yang berasal dari kedua batuan sumber itu (Bokman, 1952). Penelitian-penelitian yang dilakukan kemudian (Blatt & Christie, 1963) tidak mendukung asumsi itu.

Secara umum diyakini pula bahwa bentuk kerikil terutama ditentukan oleh bentuk asal partikel itu. Dalam beberapa kasus, bentuk asal partikel itu sendiri dikontrol oleh struktur batuan asalnya. Walau demikian, tidak diragukan lagi bahwa beberapa agen geologi menyebabkan terubahnya bentuk kerikil dan meninggalkan jejaknya dalam partikel itu seperti pada kasus *eolian sandblast*. Apakah kesimpulan di atas dapat diterapkan pada gravel gisik dimana, menurut beberapa peneliti, *swash* cenderung menghasilkan kerikil yang lebih pipih dibanding aksi sungai? Pendapat terakhir ini didukung oleh hasil-hasil penelitian Landon (1930), Cailleux (1945), Lenk-Chevitch (1959), serta Dobkins & Folk (1970). Walau demikian, pendapat itu ditentang oleh Gregory (1915), Wentworth (1922b), Kuenen (1964), dan Grogan (1945). Lihat gambar 3-21 dan 3-22. Berdasarkan hasil-hasil penelitian eksperimental dan lapangan, banyak ahli berpendapat bahwa penghancuran mekanis pada gisik tidak banyak memengaruhi kepipihan gravel (Kuenen, 1964). Walau demikian, sebagaimana dikemukakan sendiri oleh Landon (1930), mungkin saja gravel terpilah sedemikian rupa sehingga gravel pipih cenderung untuk terakumulasi pada gisik.

Hingga tingkat tertentu pendapat itu didukung oleh hasil-hasil penelitian Humbert (1968) yang menemukan bahwa kerikil pipih bermigrasi *downbeach*, sedangkan partikel yang lebih membundar tertinggal di belakang. Hal itu tidak mengandung pengertian bahwa kebolaan tidak berubah oleh abrasi. Namun, sebagian besar hasil penelitian yang diterbitkan selama ini—seperti karya Russell & Taylor (1937a), Plumley (1948), Sneed & Folk (1958), Humbert (1968), Unrug (1957), dan Dal Cin (1967)—menunjukkan bahwa pengubahan bentuk itu relatif kecil dan fakta yang memperlihatkan seolah-olah terjadi perubahan bentuk ke arah hilir mungkin disebabkan oleh pemilahan bentuk, bukan akibat perubahan bentuk. Walau demikian, Dobkins & Folk (1970), yang mempelajari dan meng-ukur kebolaan dan kebundaran sejumlah besar kerikil yang ada di sungai-sungai dan pantai Tahiti, menemukan fakta bahwa kerikil gisik memiliki kebundaran yang lebih tinggi, memiliki kebolaan yang lebih rendah, dan jelas lebih *oblate* dibanding kerikil sungai, meskipun material yang diangkut oleh arus pantai dan arus sungai itu memiliki komposisi yang sama.

Kesimpulan-kesimpulan di atas menunjukkan bahwa bentuk mungkin merupakan salah satu faktor penting dalam proses sedimentasi dan dalam menentukan tanggapan partikel terhadap aliran. Krumbein (1942b) serta Sneed & Folk (1958) menemukan adanya korelasi yang baik antara indeks kebolaan atau indeks bentuk dengan *settling velocity* (gambar 3-17). Berbagai penelitian eksperimental oleh Briggs dkk (1962) menunjukkan bahwa kebolaan memegang peranan yang sama pentingnya dengan berat jenis dalam mempengaruhi *settling velocity* berbagai spesies mineral berat. Selain itu, tanggapan yang diberikan oleh partikel pasir atau gravel terhadap aliran sangat dipengaruhi oleh bentuk partikel itu. Menurut definisinya, partikel ekuidimensional tidak memiliki pengarah; partikel berbentuk cakram pipih diasumsikan memiliki imbrikasi yang jelas; partikel memanjang memberikan tanggapan yang lain lagi (lihat bagian 3.4.5).

3.2.2 Kebundaran

Kebundaran berkaitan dengan ketajaman tepi atau sudut suatu fragmen klastika; kebundaran tidak berkaitan dengan kebola-an. Beberapa bentuk geometris yang sudut-sudutnya 90°—kubus, prisma, balok, dsb (gambar 3-18)—memiliki sudut-sudut yang tajam sehingga jari-jari kurvturnya berharga nol. Walau demikian, kita tahu bahwa bentuk benda-benda itu berbeda sama sekali. Istilah kebundaran digunakan secara keliru dalam literatur sebagai sinonim dari bentuk (Russell & Taylor, 1937a). Perbedaan antara kedua istilah itu sangat mendasar dan hendaknya dicamkan dengan baik dan benar. Kebundaran pertama kali di-definisikan dengan jelas oleh Wentworth (1919) sebagai r_i/R , dimana r_i adalah jari-jari kurvatur tepi partikel yang paling runcing, sedangkan R adalah setengah diameter terpanjang dari partikel. Wadell (1932) mendefinisikan kebundaran sebagai nisbah radius rata-rata dari kurvatur beberapa tepi partikel terhadap radius kurvatur maksimum yang dapat ditutupi oleh partikel. Karena definisi-definisi itu sukar diterapkan, akan lebih mudah untuk bekerja dengan gambar dua dimensi, yakni penampang melintang atau proyeksi partikel, bukan partikel itu sendiri yang merupakan benda tiga dimensi. Pada kasus itu, kebundaran didefinisikan sebagai radius rata-rata kurvatur sudut-sudut penampang melintang partikel dibagi dengan lingkaran terbesar yang dapat diletakkan dalam penampang partikel itu (gambar 3-23). Definisi yang disebut terakhir ini dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$\rho = \frac{\sum r_i/R}{N}$$

dimana: r_i adalah individu-individu radius lingkaran yang sisinya berimpit dengan sudut partikel.

R adalah jari-jari lingkaran maksimum yang dapat ditutupi oleh partikel.

N adalah jumlah lingkaran yang sisinya berimpit dengan sudut partikel.

Dengan definisi seperti itu, sebuah bola akan memiliki kebundaran 1,0. Selain itu, sebagaimana telah dikemukakan di atas, bola juga akan memiliki kebolaan 1,0. Benda lain yang tidak berbentuk bola juga dapat memiliki kebundaran 1,0, misalnya saja benda berbentuk kapsul yang pada hakekatnya merupakan sebuah silinder yang ujung-ujungnya berupa setengah bola. Berbagai bentuk modifikasi dari definisi kebundaran yang telah disebutkan di atas diajukan oleh peneliti lain. Masalah itu telah dikaji ulang oleh Köster (1964), Humbert (1968), dan Pryor (1971).

Seperti telah dikemukakan di atas, istilah kebundaran selama ini digunakan agak serampangan. Demikian pula dengan istilah membundar (*rounded*), membundar tanggung (*subrounded*), menyudut tanggung (*subangular*), dan menyudut (*angular*). Agar pengertiannya menjadi lebih cermat, istilah-istilah itu akan didefinisikan kembali secara kuantitatif di sini. Hal itu terutama dilakukan dengan merujuk pada nilai-nilai kebundaran yang dulu diajukan oleh Wadell (Russell & Taylor, 1937b; Folk, 1955). Kelas-kelas kebundaran (tabel 3-9) tidak memiliki kisaran yang sama. Hal itu dilakukan karena kita biasanya sukar untuk membedakan partikel-partikel yang relatif membundar, apabila perbedaan kebundaran antara partikel-partikel itu relatif kecil. Di lain pihak, kita biasanya dapat membedakan partikel-partikel yang relatif menyudut, meskipun perbedaan kebundaran antara partikel-partikel itu relatif kecil. Dengan pemikiran seperti itu, Pettijohn mendefinisikan kembali limit-limit kelas kebundaran sedemikian rupa sehingga nilai tengah dari kelas-kelas kebundaran itu bersifat geometris. Powers (1953) mendefinisikan dan menamakan enam skala kebundaran sedemikian rupa sehingga limit-limit kelas kebundaran itu mendekati skala geometris dengan nisbah $\sqrt{2}$. Limit-limit kelas kebundaran itu kemudian diberi nilai ρ oleh Folk (1955) dengan cara yang mirip dengan cara Krumbein (1938) dalam memberikan nilai ϕ untuk menyatakan besar butir.

Skala kebundaran Pettijohn (tabel 3-9 dan gambar 3-24) adalah sbb:

- Menyudut (*angular*) (0-0,15): sangat sedikit atau tidak ada jejak penghancuran; sudut dan sisi partikel tajam; sudut sekunder (tonjolan minor dari profil partikel; bukan sudut antar-muka partikel) banyak dan tajam.
- Menyudut tanggung (*subangular*) (0,15-0,25): sedikit jejak penghancuran; sudut dan tepi partikel hingga tingkat tertentu membundar; banyak terdapat sudut sekunder (10-20), meskipun tidak sebanyak seperti pada partikel menyudut.
- Membundar tanggung (*subrounded*) (0,25-0,40): jejak penghancuran cukup banyak; sudut dan sisi partikel membundar; jumlah sudut sekunder relatif sedikit (5-10) dan umumnya membundar. Luas permukaan partikel berkurang; sudut-dalam asli, meskipun membundar, masih terlihat jelas.
- Membundar (*rounded*) (0,40-0,60): Bidang-bidang asli hampir terhancurkan seluruhnya; bidang yang relatif datar masih dapat ditemukan. Sisi dan sudut asli menjadi melengkung dan membentuk kurva yang relatif besar; hanya sedikit ditemukan sudut sekunder (0-5). Pada kebundaran 0,60, semua sudut sekunder hilang. Bentuk asli masih terlihat.
- Sangat bundar (*well rounded*) (0,60-1,00): tidak ada permukaan, sudut, atau sisi asli; semuanya membentuk lengkungan-lekungan besar; tidak ada bagian yang datar; tidak ada sudut sekunder. Bentuk asli tidak terlihat lagi, namun dapat diperkirakan dari bentuknya yang sekarang.

Apa kebenaran geologi dari kebundaran dan apa manfaat kebundaran dalam menentukan jarak, arah, dan kecepatan per-gerakan partikel sedimen? Dengan diawali oleh Daubrée (1879), banyak peneliti mencoba untuk menjawab pertanyaan tersebut, baik dengan cara melakukan penelitian lapangan maupun penelitian laboratorium. Hasil semua penelitian itu menunjukkan bahwa kebundaran partikel makin tinggi dengan makin jauhnya jarak angkut dan bahwa laju pembundaran partikel pada mula-nya tinggi, namun kemudian menurun (gambar 3-25 dan 3-26). Fakta itu, meskipun telah dinyatakan oleh Daubrée (1879), baru dapat diungkapkan secara kuantitatif oleh Wentworth (1919, 1922a, 1922b). Krumbein (1941b) adalah orang yang pertama kali memformulasikan rumus matematika yang memperlihatkan hubungan antara kebundaran dengan jarak angkut. Dia menyatakan

bahwa laju perubahan kebundaran merupakan fungsi dari perbedaan antara kebundaran pada suatu titik dengan *limiting roundness*. *Limiting roundness* itu sendiri merupakan sebuah angka yang nilainya tergantung pada beberapa ukuran dari material yang mengalami pembundaran serta pada rezim sungai atau gisik tertentu. Hubungan itu dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$R = P_L (1 - e^{-kx})$$

dimana: R adalah kebundaran pada suatu titik.

P_L adalah *limiting roundness*.

k adalah koefisien pembundaran.

x adalah jarak.

Persamaan di atas tampaknya sesuai dengan data percobaan dan data lapangan (Krumbein, 1940, 1942a). Lihat gambar 3-27. Keraguan terhadap kesahihan persamaan itu muncul sejalan dengan diterbitkannya hasil penelitian eksperimental lain, baik yang dilakukan oleh Krumbein (1941b) sendiri, maupun hasil penelitian Plumley (1948) terhadap gravel dalam sungai-sungai di sekitar Black Hills. Proses pembundaran jauh lebih kompleks daripada apa yang tercermin dari persamaan itu. Plumley (1948) menyimpulkan bahwa perubahan kebundaran tidak hanya sebanding dengan perbedaan antara kebundaran pada suatu titik dengan *limiting roundness*, namun juga dengan pangkat sekian dari jarak angkut.

Baik hasil percobaan dengan menggunakan *abrasion mill* maupun hasil penelitian pada sungai alami sama-sama menunjukkan bahwa kebundaran bertambah sejalan dengan bertambahnya jarak (waktu) angkut. Selain itu, proses pembundaran pada mulanya berlangsung cepat, namun kemudian makin lambat. Tampaknya memang ada suatu *limiting roundness* yang paling tidak sebagian diantaranya berhubungan dengan litologi. Sebagai contoh, nilai *limiting roundness* rijang lebih rendah dibanding *limiting roundness* kuarsa atau batugamping (Sneed & Folk, 1958). Selain itu, pembundaran gravel berlangsung cepat.

Seberapa jauh suatu partikel gravel harus terangkut agar membundar baik (0,60)? Penelitian-penelitian lapangan dan laboratorium tidak memberikan satu jawaban pasti terhadap pertanyaan itu, namun memberikan nilai pendekatannya. Peng-ubahan suatu kubus menjadi sebuah bola yang diameternya sama mengharuskan hilangnya 47,5% volume atau berat kubus itu. Jadi, mungkin dapat dikatakan bahwa penghilangan berat sebanyak $\frac{1}{3}$ hingga $\frac{1}{2}$ bagian akan menyebabkan partikel mencapai kebundaran maksimum; penurunan ukuran pada tahap selanjutnya tidak akan disertai dengan peningkatan kebundaran. Seperti terlihat dalam data yang disajikan oleh Krumbein (1941b), penghilangan sekitar $\frac{1}{3}$ bagian berkorespondensi dengan kebundaran sekitar 0,60 (sangat bundar). Data itu juga menunjukkan bahwa penghilangan berat pada tahap selanjutnya tidak menyebabkan kebundaran partikel menjadi lebih tinggi. Partikel batugamping yang diteliti oleh Krumbein (1941b) mencapai nilai kebundaran 0,60 setelah terangkut sejauh 11,7 km. Apabila kita menggunakan hasil penelitian Daubrée yang menyatakan bahwa suatu partikel granit akan kehilangan 0,001 hingga 0,004 berat per kilometer pengangkutan, maka partikel itu akan sangat bundar setelah terangkut 84–333 km. Meskipun perhitungan itu masih sangat kasar, namun secara umum mungkin benar. Kuenen (1956b), yang melakukan percobaan terhadap pergerakan gravel dalam *circular flume*, menemukan bahwa batu-gamping menjadi sangat bundar setelah terangkut hingga jarak sekitar 50 km; gabbro kehilangan berat sekitar 35–40% setelah terangkut sekitar 140 km. Kuarsa urat memperlihatkan kehilangan berat 0,001 per kilometer jarak angkut dan, oleh karena itu, akan sangat membundar setelah terangkut sekitar 300 km.

Plumley (1948) menemukan fakta bahwa kerikil batugamping pada dua sungai di sekitar Black Hills menjadi sangat bundar (0,60) setelah terangkut sekitar 18 dan 37 km (gambar 3-26). Kerikil kuarsit dalam gravel di daerah Brandwine, Maryland, memiliki kebundaran 0,59 (Schlee, 1957). Singkapan terdekat yang mungkin menjadi sumber kerikil itu terletak sekitar 72 km dari tempat itu. Kuarsa dalam gravel Sungai Colorado, Texas, menjadi sangat bundar setelah terangkut kurang dari 161 km, sedangkan kerikil batugamping di daerah itu telah sangat bundar ketika memasuki sungai utama (Sneed & Folk, 1958). Hasil-hasil

penelitian itu didukung oleh Unrug (1957) yang menemukan bahwa kerikil granit mencapai kebundaran maksimum setelah terangkut sekitar 125 km di Sungai Dunajec, Polandia. Hasil-hasil penelitian Dal Cin (1967) di Sungai Piave, Itali, juga mendukung hasil-hasil penelitian Sneed & Folk (1958).

Dengan mengetahui bahwa pembundaran terutama diperoleh pada beberapa kilometer pertama jarak angkut, jelas sudah bahwa gravel menyudut atau menyudut tanggung tidak mungkin terangkut lebih dari beberapa puluh kilometer, atau paling jauh terangkut 16–24 km, oleh sungai. Selain itu, dengan pengecualian untuk bagian proksimal dari suatu endapan gravel, kebundaran hanya akan memperlihatkan sedikit variasi regional. Hal itu pada gilirannya membatasi manfaat kebundaran gravel sebagai indikator arus purba.

Pembundaran gravel gisik telah banyak diketahui. Walau demikian, untuk kasus gravel gisik, para ahli menemukan lebih banyak kesulitan untuk menghubungkan kebundaran dengan jarak angkut (gambar 3-22). Untuk kasus itu, para ahli hanya dapat menyatakan bahwa sering gravel itu terangkut, makin bundar gravel itu. Sebagaimana gravel sungai, gravel gisik juga tampaknya memiliki *limiting roundness* tertentu.

Berbeda dengan kasus pembundaran gravel, semua data penelitian lapangan dan laboratorium menunjukkan bahwa pembundaran pasir merupakan proses yang sangat lambat. Daubrée (1879) menemukan bahwa butiran-butiran pasir hanya kehilangan 0,0001 bagian per kilometer jarak angkut. Percobaan-percobaan abrasi yang dilakukan oleh Thiel (1940) terhadap butiran-butiran kuarsa berukuran pasir menunjukkan bahwa partikel itu kehilangan 22% setelah terangkut selama 100 jam dalam *abrasion mill*. Waktu angkut itu diperkirakan setara dengan jarak angkut 5000 mil (sekitar 8333 km). Dengan kata lain, partikel kuarsa itu kehilangan sekitar 0,0001 bagian per mil jarak angkut. Marshall (1927) menunjukkan bahwa partikel berdiameter 2–3 mm mengalami penghilangan 0,005 bagian per mil jarak angkut. Kuenen (1960a), dengan memakai *flume* (bukan memakai *tumbling barrel*), menemukan angka penghilangan yang lebih rendah lagi. Kuarsa hanya kehilangan 1% berat setelah terangkut 10.000 km (Kuenen, 1958). Penghilangan itu demikian sedikit sehingga pembundaran yang diakibatkan oleh penghilangan massa itu boleh dikatakan

tidak terdeteksi sama sekali. Karena sebagian besar sungai memiliki panjang kurang dari 1000 km, maka dapat disimpulkan bahwa satu kali pengangkutan sungai tidak akan menyebabkan terjadinya pembundaran pada partikel pasir. Tentu saja kesimpulan yang disebut terakhir ini hanya sah apabila data-data yang diperoleh Marshall (1927) dan Kuenen (1958; 1960a) juga sah adanya.

Pengaruh aksi eolus terhadap pembundaran pasir, seperti diperlihatkan oleh penelitian-penelitian eksperimental yang dilakukan oleh Kuenen (1960b), jauh lebih efektif dibanding agen akuatis dimana penghilangan massa pada partikel kuarsa 100–1000 kali lebih tinggi dibanding dengan penghilangan massa yang terjadi akibat pengangkutan akuatis untuk jarak angkut yang sama. Aksi eolus menyebabkan partikel berbentuk kubus dapat berubah menjadi bola sempurna. Hasil berbagai percobaan yang dilakukan oleh Kuenen (1960b) menunjukkan bahwa pengangkutan fluvial sama sekali tidak efektif dalam membundarkan partikel kuarsa dan felspar. Aksi gisik mungkin lebih efektif, namun diperkirakan tidak terlalu banyak mempengaruhi rata-rata dari semua pasir. Aksi eolus merupakan mekanisme abrasi yang potensial untuk pasir yang diameternya hingga 0,1 mm; aksi eolus tidak memberikan pengaruh apa-apa terhadap partikel yang diameternya kurang dari 0,05 mm. Dengan demikian, pasir membundar dapat digunakan untuk mengindikasikan bahwa, dalam keseluruhan sejarah pasir itu, paling tidak sekali diantaranya pernah terangkut oleh angin.

Efektivitas aksi gisik terhadap pasir masih belum dievaluasi sepenuhnya. Folk (1960), yang meneliti perselingan pasir kuarsa yang membundar kurang baik dan pasir kuarsa yang membundar baik dalam Tuscarora Quartzite (Silur) di West Virginia, menafsirkan pasir kuarsa yang membundar baik sebagai produk *surf action*. Swett dkk (1971) memperkirakan jarak angkut pasir dalam estuarium pasut memiliki nilai yang memadai untuk menyebabkan terbundarkannya partikel kuarsa, meskipun dalam laju pembundaran yang rendah sebagaimana yang dikemukakan oleh Kuenen.

Hasil berbagai penelitian lapangan cenderung mendukung hasil penelitian laboratorium. Penelitian klasik yang dilakukan oleh Russell & Taylor (1937b) menunjukkan bahwa pasir yang diangkut oleh Sungai Mississippi yang terletak diantara Cairo (Illinois) dan Teluk

Mexico, dengan jarak sekitar 1770 km, tampaknya tidak menyebabkan penurunan pasir ke arah hilir. Karena itu, mereka menyimpulkan bahwa aksi sungai tidak menyebabkan bundarnya partikel pasir dan bahwa penurunan kebundaran yang ke arah hilir sebenarnya disebabkan oleh pemecahan partikel. Penurunan kebundaran yang terlihat adalah dari 0,24 menjadi 0,18, atau sekitar 23,5%. Di lain pihak, Plumley (1948) menunjukkan bahwa pasir kasar (diameternya 1,0–1,414 mm) di Battle Creek, Black Hills (Dakota Selatan), mengalami peningkatan kebundaran 71% dari 0,21 menjadi 0,36 setelah terangkut 64 km. Walau demikian, pasir yang sama di Sungai Chayenne, Dakota Selatan, hanya mengalami peningkatan kebundaran sebanyak 5% dari 0,42 menjadi 0,44 setelah terangkut 150 mil (gambar 3-28). Kuarsa yang berukuran 0,088–0,250 mm dalam pasir Rio Grande, Argentina, tidak menunjukkan perubahan yang berarti setelah terangkut 100 km (Mazzoni & Spalletti, 1972). Pasir yang terangkut di sepanjang gisik Danau Erie, sebagaimana pasir di Sungai Mississippi, mengalami penurunan kebundaran ke arah hilir (Pettijohn & Lundahl, 1943), penurunan mana agaknya berkaitan dengan aksi pemilahan. Karena kebundaran pada umumnya berkorelasi positif dengan kebolaan, maka penurunan kebolaan ke arah hilir akan disertai dengan penurunan kebundaran. Aksi pemilahan pada sungai besar yang mengalir tenang, seperti Sungai Mississippi, terus berlangsung sehingga setiap gejala peningkatan kebundaran ke arah hilir tertutupi oleh aksi pemilahan. Kemungkinan kecil saja bahwa sungai peng-angkut gravel dan bergradien tinggi di sekitar Black Hills akan menyebabkan pembundaran partikel pasir dan bahwa Sungai Mississippi akan menyebabkan penurunan kebundaran akibat pemecahan.

Peranan pelarutan terhadap pembundaran kuarsa juga masih belum dianalisis secara memadai. Kuenen (1960b) ber-keyakinan bahwa efek pelarutan terhadap pembundaran partikel kuarsa dapat diabaikan karena jika pelarutan memegang peranan penting dalam pembundaran partikel kuarsa, maka partikel kecil lah yang akan terkena efek paling kuat. Di bawah kondisi tertentu, pelarutan *in situ* pada partikel kuarsa memang terjadi, terutama pada kuarsa yang ada dalam tanah. Crook (1968) secara khusus meminta perhatian para ahli terhadap efek pelarutan.

Perlu dicamkan bahwa apabila suatu partikel, terutama pasir kuarsa, telah membundar (0,60), maka sifat itu tidak akan hilang. Selain itu, karena pasir kuarsa umumnya akan masuk ke dalam siklus sedimentasi berikutnya, maka kuarsa membundar yang ditemukan dalam suatu endapan mungkin bukan merupakan produk siklus sedimentasi terakhir, melainkan produk siklus sedimentasi sebelumnya. Demikian juga dengan kerikil kuarsit dan kuarsa urat.

Banyak usaha telah dilakukan para ahli untuk menggunakan kebundaran pasir kuarsa untuk mengenal lingkungan peng-endapan, namun usaha-usaha itu kurang berhasil. Beal & Shepard (1956) serta Waskom (1958) hanya menemukan sedikit perbedaan kebundaran antara tubuh-tubuh pasir masa kini yang ada dalam beberapa sub-lingkungan pada zona pesisir di Gulf Coastal Region.

3.3 TEKSTUR PERMUKAAN

Mikrorelief dari permukaan suatu partikel—yang tidak tergantung pada ukuran, bentuk, atau kebundaran partikel itu—disebut tekstur permukaan (*surface texture*). *Polish*, *frosting*, *striation*, dsb termasuk ke dalam kategori tekstur permukaan. Sebagian tekstur permukaan dapat dilihat dengan mata telanjang; sebagian yang lain hanya dapat dilihat dengan mikroskop optik, bahkan sebagian lain lagi hanya dapat dilihat dengan mikroskop elektron. Banyak tekstur permukaan dipandang memiliki kebenaran genetik tersendiri (Krinsley, 1973). *Striation* pada kerikil endapan gletser merupakan satu contoh dari pentingnya tekstur permukaan. *Frosting* pada partikel pasir dinisbahkan pada aksi angin.

Karena suatu partikel pasir atau kerikil dapat terbentuk pada siklus sedimentasi sebelumnya, maka tekstur permukaan yang tampak pada partikel-partikel penyusun suatu endapan mungkin bukan merupakan produk aksi pengangkutan yang menyebabkan terbentuknya endapan tersebut, melainkan produk aksi pengangkutan pada siklus sedimentasi sebelumnya. Jumlah aksi abrasi dan pengangkutan yang diperlukan untuk membentuk tekstur permukaan tidak sebanyak seperti aksi abrasi dan peng-angkutan yang

menyebabkan terubahnya kebundaran, bentuk, atau ukuran partikel. Tekstur permukaan mudah terhapus dan tercetak dalam partikel sedimen. Wentworth (1922a), misalnya saja, menentukan secara eksperimental bahwa jarak angkut sekitar 560 meter dapat menghapus *glacial striation* yang semula ada pada permukaan kerikil batugamping tanpa menyebabkan banyak berubahnya bentuk kerikil itu. Bond (1954) menyatakan bahwa *frosting* pada pasir di Gurun Kalahari menjadi hilang setelah pasir itu terangkut sejauh 64 km oleh Sungai Zambesi. Dengan demikian, tekstur permukaan kemungkinan besar merupakan rekaman dari siklus pengangkutan terakhir. Walau demikian, sebagaimana karakter sedimen yang lain, pasir yang disusun oleh partikel yang asal-usulnya beragam akan mengandung partikel dengan tekstur permukaan yang juga beragam. Sebagian ahli mengasumsikan bahwa tekstur permukaan yang terbentuk pada satu siklus sedimentasi akan tertutup oleh tekstur permukaan yang terbentuk pada siklus sedimentasi berikutnya (Kransley & Funnell, 1965) sehingga suatu partikel dapat merekam beberapa episode pengangkutan.

Tekstur permukaan sangat beragam, namun secara umum dapat digolongkan ke dalam dua kategori. Pertama, tekstur permukaan yang berkaitan dengan kekusaman (*dullness*) atau *polish* partikel. Kedua, tekstur permukaan yang berkaitan dengan jejak-jejak pada permukaan (gejala mikrorelief) seperti *striation*, *percussion scar*, dsb.

3.3.1 *Polish vs. Frost*

Istilah *polish*, atau *gloss*, yang merujuk pada kilap permukaan, adalah kualitas yang berkaitan dengan keteraturan cahaya yang dipantulkan oleh suatu partikel. Difusi cahaya menyebabkan terbentuknya permukaan yang kusam (*dull; matte*). *Polish* diindikasikan oleh kehadiran *highlights*. Sebab musabab munculnya *polish* atau munculnya permukaan yang kusam belum dapat dipahami sepenuhnya. Kemungkinan ada beberapa hal yang menyebabkan munculnya gejala itu. *Polish* dapat terbentuk secara mekanik akibat atrisi lemah, terutama jika agen abrasi itu merupakan partikel berukuran kecil. Mekanisme itulah yang diperkirakan merupakan penyebab terbentuknya *wind polish* pada beberapa singkapan kuarsit dan fragmen kuarsit (*ventifact*). *Polish* juga dapat terbentuk akibat

diendapkannya suatu film yang mirip dengan kaca atau gelas seperti pada kasus *desert varnish*. Meskipun asal-usul *desert varnish* belum diketahui secara pasti, namun para ahli (a.l. Laudermilk, 1931) umumnya berkeyakinan bahwa *desert varnish* agaknya dihasilkan oleh air yang semula ada dalam batuan, namun kemudian naik ke permukaan dan menguap meninggalkan endapan yang berupa zat-zat yang relatif tidak dapat larut dalam bentuk selaput tipis yang disusun oleh silika, oksida besi, dan oksida mangan. Sebagian ahli geologi menisbahkan *polish* yang tinggi pada *sandblasting*. Laudermilk (1931) berpendapat bahwa lumut kerak (*lichen*) tertentu memegang peranan penting sebagai akumulator senyawa besi dan mangan. Pertumbuhan lumut itu terhenti setelah lapisan tipis itu, sedangkan endapan itu sendiri kemudian ditebarkan ke seluruh permukaan partikel oleh asam yang dikeluarkan dari tubuh lumut yang telah mati. Dehidrasi dan oksidasi di bawah pengaruh teriknya sinar matahari gurun juga dapat menyebabkan terbentuknya residu yang mirip dengan *desert varnish*. Hunt (1954), sewaktu memaparkan bahwa *desert varnish* merupakan gejala paling jelas di daerah kering, berpendapat bahwa gejala seperti itu juga terbentuk di daerah iklim basah dan bahwa banyak *desert varnish* yang terlihat di gurun merupakan produk dari iklim basah yang ada sebelum iklim daerah itu berubah menjadi kering.

Polish yang paling menjadi teka-teki ditemukan pada beberapa kerikil yang diselimuti oleh lempung, misalnya gastrolit (*gastrolith*), atau “batu perut” (“*stomach stone*”) dari reptil plesiosaurus purba. Kerikil yang paling terkenal adalah kerikil yang ditemukan dalam serpih bahari Kapur (Hares, 1917; Stauffer, 1945). Meskipun kerikil itu telah banyak dibahas oleh para ahli, namun para ahli masih belum mencapai kesepakatan mengenai asal-usul *polish* yang dimilikinya. Selama ini, *polish* itu dinisbahkan pada aksi angin, abrasi dalam perut binatang, dan pergerakan-pergerakan kompaksional dalam matriks serpih.

Polish, dan tentu saja *high polish* atau gloss, merupakan gejala istimewa. Sebagian besar kerikil memiliki permukaan yang kusam. Butiran kuarsa jarang yang memiliki *high polish*. Sebagian pasir, di lain pihak, memiliki karakter permukaan tertentu yang disebut “*matte*” atau “*frosted*”. Permukaan seperti itu terlihat, misalnya saja, pada partikel sangat

membundar dan kaya akan kuarsit yang ada dalam Peter Sandstone (Ordovisium) di Upper Mississippi Valley. *Frosted* pernah dinisbahkan pada abrasi eolus, bahkan pernah dipetakan dalam endapan Plistosen di Eropa oleh Cailleux (1942) yang menganggap bahwa *frosted surface* merupakan kriteria untuk mengenal aksi periglasial. Kemiripan umum antara *frosted surface* dengan permukaan gelas yang dikenai *sandblast* mendukung teori itu. Walau demikian, penelitian yang dilakukan oleh Kuenen & Perdok (1962) serta Ricci Lucchi & Casa (1970) menunjukkan bahwa korosi kimia (*chemical corrosion*) kemungkinan besar merupakan proses yang menyebabkan terbentuknya gejala itu. *Frosted surface* dapat terbentuk pada partikel kuarsa akibat *etching* oleh larutan HCl sangat cair dalam waktu yang relatif singkat. Partikel kuarsa dalam pasir gampingan sedikit terkorosi atau tergantikan oleh semen karbonat. Penyerangan partikel secara kimiawi seperti itu, yang menyebabkan terbentuknya *frosted surface* pada partikel sedimen (Walker, 1957), mengindikasikan bahwa tekstur itu merupakan gejala pasca-pengendapan. Walau demikian, Roth (1932) berkeyakinan bahwa *frosting* bukan merupakan produk abrasi atau pelarutan, melainkan produk pelebaran baru (*incipient enlargement*).

Sebagaimana dikemukakan oleh Kuenen & Perdok (1962), mikrorelief bertanggungjawab terhadap penebaran cahaya, dan kenampakan *frosted* yang dihasilkannya, mungkin disebabkan oleh beberapa proses. Gejala bertekstur kasar mungkin dapat dinisbahkan pada abrasi, sedangkan mikrorelief yang bertekstur halus (dengan ukuran 2 μm atau kurang), yang terutama ber-tanggungjawab terhadap munculnya gejala *frosting*, terbentuk secara kimia oleh kondisi basah dan kondisi kering yang berkaitan dengan pembentukan dan penguapan embun serta dengan pelarutan dan presipitasi yang berkorelasi dengannya. “*Chemical frost*” itu mempengaruhi semua partikel, termasuk lekuk-lekuknya. *Frost* bertekstur kasar yang disebabkan oleh aksi abrasi hanya mempengaruhi bagian-bagian yang menonjol dan bagian-bagian partikel yang tidak terlindung.

3.3.2 Mikrorelief

Mikrorelief pada kerikil dan kerakal—yang dapat dilihat dengan mata telanjang—mencakup *striation*, *scratch*, *percussion mark*, dan *indentation* atau *pit*. *Striation* adalah goresan yang terutama merupakan produk aktivitas es, umumnya es gletser, yang terbentuk pada permukaan partikel. Wentworth (1932, 1936b) memperlihatkan peranan aksi sungai subartik dalam menghasilkan kerikil yang permukaannya dihiasi oleh *striation*. Persentase *striated cobbles* dalam beberapa sungai subartik sangat tinggi. Prosentase *striated cobbles* dalam endapan sungai subartik mungkin sama, bahkan melebihi, prosentase *striated cobbles* dalam endapan gletser. Walau demikian, *striated cobbles* dalam sungai subartik tidak mengandung faset-faset yang dimiliki secara khas dimiliki oleh partikel yang dikenai oleh aksi gletser. Wentworth (1936a) mempelajari beberapa endapan morena Wisconsin yang terkenal akan kesempurnaan *striated stone* yang ada didalamnya. Dari sekitar 600 kerikil atau kerakal yang diamatinya, 40% diantaranya tidak memperlihatkan *striation* sama sekali, 50% diantaranya hanya memiliki *striation* yang samar atau hanya memiliki *striation* yang jelas pada satu sisinya saja, dan 10% diantaranya memperlihatkan gejala lain. *Striation* paling banyak terbentuk dan paling jelas terlihat dalam kerakal batugamping, sedangkan kerakal batuan silikaan dan batuan beku berbutir kasar boleh dikatakan tidak tergores sama sekali. Karena itu, tidak mengherankan apabila komponen *tillite* purba yang telah kompak hanya memperlihatkan sedikit *striation*, bahkan tidak memperlihatkan *striation* sama sekali.

Striation adalah goresan sempit, lurus, atau hampir lurus yang terdapat dalam permukaan partikel yang tergores. Gejala lain yang berkaitan dengan *striation* adalah *bruises* yang lebih kasar, lebih pendek, dan lebih lebar dibanding *striation* serta umumnya memperlihatkan pola *en echelon*. *Nailhead scratches* adalah *striation* yang memiliki bagian kepala atau titik asal yang jelas. Goresan yang disebut terakhir ini cenderung lebih sempit atau sedikit meruncing dari titik itu, sedangkan ujung yang lain tidak terlalu jelas. Jika kerikil yang memperlihatkan *striation* tertanam dalam suatu matriks, maka *striation* itu cenderung

sejajar dengan arah pergerakan aliran es. Dengan demikian, *striation* cenderung terletak sejajar dengan sumbu panjang kerikil.

Ada empat pola utama dari *striation*: (1) sejajar (*parallel*); (2) hampir sejajar (*subparallel*); (3) tersebar (*scatter*) atau random; dan (4) membentuk jaring (*grid*). Jaring disusun oleh dua atau tiga sistem goresan yang saling menyilang. Pola hampir-sejajar dan random paling sering ditemukan dalam kerakal gletser. *Striation* sejajar dan hampir-sejajar cenderung terletak sejajar dengan sumbu panjang kerakal. Wentworth (1936b) menyatakan bahwa pola jaring, terutama yang disusun oleh goresan-goresan yang spasinya relatif jauh, serta *striation* yang melengkung, lebih banyak ditemukan dalam *ice-jam cobbles* dan kerakal sungai dibanding kerakal gletser.

Striation (dan *slickenside*) juga bisa terbentuk selama berlangsungnya deformasi suatu batuan di bawah pengaruh tekanan. Kerikil dan kerakal yang tertanam dalam matriks yang agak halus cenderung memperlihatkan pergoresan seperti itu. *Striation* yang dihasilkan oleh pergerakan itu umumnya merupakan *microstriation*, dimana hanya *striation* terbesar saja yang dapat dilihat dengan mata telanjang (Judson & Barks, 1961; Clifton, 1965). *Microstriation* umumnya sejajar satu sama lain dan kerikil yang memiliki *microstriation* umumnya memperlihatkan "*tectonic polish*". Hal itu, serta kehadiran sesar mikro (*microfault*), merupakan aspek pembeda antara *striation* yang terbentuk pada saat berlangsungnya pengendapan dengan *striation* yang terbentuk akibat deformasi.

Lekukan melengkung yang terbentuk akibat tumbukan, dan disebut *percussion mark*, sering ditemukan pada beberapa kerikil, khususnya rijang dan kuarsit padat. Lekukan kecil itu disebabkan oleh tumbukan sebuah benda yang bergerak dengan kecepatan tinggi terhadap kerikil atau kerakal. *Percussion mark* dinisbahkan pada aksi fluvial, bukan aksi gisik (Klein, 1963).

Banyak kerikil memiliki lekukan di permukaannya. Lekukan-lekukan itu dapat terbentuk akibat *etching* dan pelarutan diferensial yang berasosiasi dengan ketidakhomogenan batuan. Batuan beku berbutir kasar dicirikan oleh lekukan, sedangkan batuan berbutir halus, misalnya rijang, kuarsit, dan berbagai tipe batugamping, mungkin memiliki

permukaan yang mulus. Lebih umumnya lagi, istilah *pitted pebbles* diterapkan pada kerikil atau kerakal yang memiliki lekukan yang tidak berkaitan dengan tekstur batuan itu atau dengan pelapukan diferensial. Lekukan seperti itu sering ditemukan pada bidang kontak antar kerikil. Ukuran lekukan itu bermacam-macam, dengan panjang maksimum centimeter dan kedalaman 1 centimeter. Lekukan itu umum-nya mulus seolah-olah tercungkil oleh sendok. Kuenen (1942) menelaah literatur mengenai *pitted pebbles* dan masalah pembentukannya. *Pitted pebbles* dijelaskan sebagai produk tekanan (hipotesis ini terbukti tidak sah) dan akibat pelarutan yang dipicu oleh adanya tekanan pada titik-titik kontak antar kerikil (Sorby, 1863; Kuenen, 1942).

Pitted pebbles hendaknya tidak tertukar dengan “*cupped pebbles*”. Sisi atas dari “*cupped pebbles*” dikenai oleh aksi pelarutan dan sisi itu demikian terkorosi sehingga tidak lebih dari sebuah kerak (Scott, 1947).

Mikrorelief kerikil mudah dilihat dengan mata telanjang. Walau demikian, mikrorelief pada butiran pasir hanya dapat terlihat di bawah mikroskop. Karena itu, tidak mengherankan apabila mikrorelief partikel pasir merupakan hal yang relatif baru diteliti, terutama setelah adanya mikroskop elektron dan *scanning-electron microscope* (Krinsley & Takahashi, 1962a, 1962b, 1962c; Porter, 1962; Wolfe, 1967; Krinsley & Donahue, 1968; Margolis, 1968; Stieglitz, 1969; Krinsley & Margolis, 1969; Ricci Lucchi & Casa, 1970; Fitzpatrick & Summerson, 1971). Penelitian-penelitian itu menghasilkan pengetahuan mengenai kehadiran sekian banyak jejak pada permukaan partikel pasir kuarsa dengan ukuran dan bentuk yang sangat beragam. Banyak usaha dilakukan oleh para ahli untuk mengaitkan pola-pola mikrorelief dengan lingkungan pengendapan. Perhatian para ahli secara khusus ditujukan pada pola-pola yang diperlihatkan dari lingkungan litoral, eolus, dan glasial. Ancangan yang digunakan adalah meng-ambil sampel lingkungan-lingkungan tersebut untuk mengetahui tekstur permukaan yang khas dari endapan pada lingkungan-lingkungan itu. Sayang sekali, partikel-partikel pasir dalam beberapa lingkungan yang telah diambil sampelnya memiliki sejarah yang kompleks karena telah terangkut oleh es atau air pada siklus sedimentasi sebelumnya. Tekstur permukaan itu, yang diperkirakan terbentuk pada

lingkungan yang beragam, saling bertumpang-tindih (Krinsley & Funnell, 1965). Padahal dulu diperkirakan bahwa jejak-jejak permukaan lama dapat dengan mudah terhapus selama berlangsungnya siklus sedimentasi baru. Ketidaktahuan para ahli mengenai jenis agen yang menghasilkan gejala-gejala tertentu, atau mengenai kepastian asal-usul jejak tertentu (apakah terbentuk hanya oleh satu agen atau oleh beberapa agen tertentu), serta mengenai cara khusus untuk meng-ukur atau memerikan gejala-gejala yang terlihat pada permukaan partikel telah mengurangi nilai tekstur permukaan sebagai suatu kriteria untuk mengenal agen dan/atau lingkungan pengendapan. Manfaat ancangan itu untuk batupasir purba hampir tidak diketahui sama sekali. Diagenesis tidak diragukan lagi menyebabkan timbulnya perubahan drastis pada permukaan partikel sedemikian rupa sehingga, meskipun para ahli telah memiliki kriteria lingkungan yang didasarkan pada data non-subjektif dan dapat direproduksi, namun kriteria itu mungkin sukar untuk diterapkan pada batuan tua, terutama batupasir yang kompak, sedemikian rupa sehingga batuan itu hanya akan dapat diteliti dengan sayatan tipis.

3.4 KEMAS DAN GEOMETRI RANGKA

3.4.1 Kemas

Para ahli geologi sejak lama tertarik pada kemas (*fabric*) sedimen, khususnya sedimen klastika. Jamieson (1860) melakukan pengamatan terhadap imbrikasi batuan di Scotlandia. Walau demikian, penelitian kemas yang sistematis baru dimulai setelah terbitnya *Gefügekunde der Gesteine* karya Bruno Sander pada 1936. Meskipun buku itu terutama membahas tentang kemas batuan metamorf, namun isinya memberikan prinsip-prinsip dan metodologi yang sistematis dan dapat diadaptasikan pada batuan sedimen. Akhir-akhir ini, literatur mengenai kemas batuan sedimen banyak bermunculan dan telah disarikan oleh Potter & Pettijohn (1963) serta Johansson (1965a).

Tujuan utama dari kebanyakan penelitian kemas primer sedimen klastika adalah perekonstruksian arus purba. Walau demikian, akhir-akhir ini penelitian kemas juga

diarahkan untuk mengetahui proses pengangkutan sedimen. Penelitian kemas terutama dilakukan pada pasir, gravel, dan *till*.

Kemas juga merupakan salah satu sifat sedimen yang penting karena memiliki kaitan erat dengan sifat-sifat fisik batuan, misalnya konduktivitas termal, listrik, fluida, dan sonik.

Penelitian kemas dolomit dan batugamping kurang mendapat perhatian semestinya. Manfaat kemas batugamping dan dolomit diperlihatkan dengan jelas oleh Sander (1936) melalui penelitiannya terhadap dolomit dan batugamping Trias di Austria.

3.4.2 Definisi dan Konsep

Kemas (*fabric*), dalam sedimentologi, diartikan sebagai hubungan ruang dan orientasi unsur-unsur kemas. Dengan pengertian seperti itu, istilah kemas lebih sempit dibanding istilah *Gefüge*. Istilah yang disebut terakhir ini digunakan oleh Sander (1936) untuk mencakup sifat-sifat seperti besar butir, pemilahan, porositas, dsb, yang biasanya dianggap sebagai bagian dari tekstur. Unsur-unsur kemas (*fabric elements*) suatu batuan sedimen dapat berupa kristal tunggal, partikel pasir dan gravel, cangkang binatang, atau benda lain yang biasa berperan sebagai komponen batuan.

Pemandelaan (*packing*) adalah “densitas” atau spasi antar unsur kemas. Suatu batuan dapat memiliki pemandelaan yang beragam, sekalipun disusun oleh unsur-unsur kemas yang berbentuk bola dan ukurannya seragam. Pemandelaan itu akan lebih kompleks lagi apabila unsur-unsur itu tidak berbentuk bola dan ukurannya tidak seragam. Meskipun pemandelaan memiliki kaitan yang erat dengan kemas, namun keduanya merupakan dua sifat yang berbeda.

Setiap unsur kemas yang tidak berbentuk bola akan memiliki orientasi tertentu. Jika sejumlah besar unsur kemas pada suatu batuan (misalnya sebagian besar kerikil dalam suatu gravel) memperlihatkan orientasi pada arah tertentu, maka dikatakan bahwa batuan itu memiliki *preferred orientation* atau memiliki kemas anisotrop (*anisotropic fabric*). Kemas seperti itu dapat diwujudkan oleh kesejajaran sumbu panjang kerikil penyusun gravel, kesejajaran graptolit dalam serpih, keseragaman orientasi cangkang moluska (misalnya

sebagian besar cangkang itu cekung ke atas), dsb. Kemas seperti itu disebut kemas dimensi (*dimensional fabric*) karena kesejajaran itu muncul akibat dimensi aktual dari unsur-unsur tersebut. Jika kemas seperti itu diperlihatkan oleh kesejajaran arah kristalografi (misalnya kesejajaran sumbu-c kristal kuarsa), maka kemasnya disebut kemas kristalografi (*crystallographic fabric*). Kemas dimensi dapat memiliki hubungan yang erat dengan kemas kristalografi, namun keduanya dapat pula tidak memiliki hubungan apa-apa. Pada kasus fragmen batuan atau fosil, sudah barang tentu tidak ada hubungan antara kemas dimensi dengan kemas kristalografi.

Dilihat dari asal-usulnya, kita dapat mengenal adanya dua tipe kemas, yakni kemas deformasi (*deformational fabric*) dan kemas aposisi (*apositional fabric*). Kemas deformasi dihasilkan oleh *stress* eksternal yang diterima oleh suatu batuan dan ter-bentuk akibat rotasi atau pergerakan unsur-unsur kemas di bawah pengaruh *stress* tersebut atau akibat pertumbuhan unsur-unsur baru dalam *stress field*. Kemas inilah yang pada dasarnya diperlihatkan oleh batuan metamorf. Kemas aposisi terbentuk pada saat pengendapan dan merupakan kemas “primer”. Sebagian besar kemas batuan sedimen merupakan kemas aposisi. Walau demikian, kompaksi batuan sedimen, yang sebagian merupakan fenomena deformasi, dapat menyebabkan terubahnya kemas primer. Deformasi seperti itu mungkin tertahan oleh sementasi awal. Beberapa jenjang proses pembentukan kemas dapat terekam dalam konkresi (Oertel & Curtis, 1972). Kemas aposisi atau kemas primer merupakan rekaman tanggapan unsur-unsur linier (misalnya sumbu panjang kerikil) terhadap medan gaya, misalnya saja medan gravitasi bumi dan medan magnet. Sebagian besar unsur kemas yang tidak berbentuk bola cenderung untuk diam pada posisi stabilitas maksimumnya, dimana dimensi terpanjang dari benda itu akan terletak sejajar dengan bidang perlapisan, sebagai perwujudan tanggapan unsur-unsur tersebut terhadap medan gravitasi bumi. Walau demikian, posisi atau orientasi unsur-unsur itu dapat terubah akibat aliran fluida.

Tidak semua kemas aposisi seperti itu. Sebagian kemas aposisi merupakan kemas pertumbuhan (*growth fabric*). Orientasi unsur-unsur pada kemas pertumbuhan merupakan

hasil pertumbuhan kristal. Pertumbuhan kristal itu sendiri seringkali berkaitan erat dengan kehadiran ruang bebas di dalam batuan. Pertumbuhan kristal yang tegak lurus terhadap suatu bidang—seperti yang terlihat pada geode, urat, dsb—merupakan contoh kemas pertumbuhan. Kemas ini akan dibahas lebih jauh pada Bab 12.

3.4.3 Unsur dan Analisis Kemas

Hanya unsur-unsur kemas yang dimensinya tidak sama saja yang akan memberikan tanggapan terhadap aliran fluida dan akan memiliki *preferred orientation*. Sebuah unsur berbentuk bola memiliki dimensi yang seragam dan tidak akan memperlihatkan tanggapan apapun terhadap aliran fluida. Sebuah unsur berbentuk elipsoid tiga sumbu, di lain pihak, akan memiliki orientasi dan akan memperlihatkan tanggapan terhadap aliran fluida. Aspek unsur kemas yang diukur adalah orientasi sumbu panjang (apabila unsur itu berbentuk batangan) atau orientasi sumbu pendek (apabila unsur itu berbentuk cakram).

Meskipun setiap komponen detritus merupakan unsur kemas yang potensial, namun hanya komponen-komponen yang dimensinya berbeda-beda saja yang dapat memberikan manfaat besar dalam analisis kemas. Partikel-partikel kerikil dan pasir merupakan unsur kemas yang posisi sumbu-sumbunya paling sering diteliti. Lembar-lembar mika, bahkan mika lempung, serta banyak material organik (ranting kayu, fragmen daun berbentuk tali) merupakan unsur-unsur kemas yang sangat bermanfaat, terutama dalam sedimen argilit. Rangka atau cangkang binatang—khususnya *orthocerids*, *Tentaculites*, cangkang bivalvia, serta gastropoda berulir banyak—umumnya memperlihatkan pengarahannya dan merupakan unsur kemas yang juga sangat bermanfaat.

Orientasi suatu unsur kemas dinyatakan dengan “jurus” dan “kemiringan”-nya. “Jurus” atau azimuth unsur kemas adalah sudut yang dibentuk oleh sumbu-sumbu tertentu dari unsur itu dengan arah utara magnet. “Inklinasi” unsur kemas adalah sudut vertikal yang dibentuk oleh sumbu-sumbu tertentu dari unsur itu dengan bidang horizontal. Sumbu panjang kerikil dapat memperlihatkan *preferred orientation*. Walau demikian, kerikil tertentu, misalnya kerikil berbentuk cakram, tidak memperlihatkan *preferred orientation* atau

paling banter hanya memperlihatkan orientasi yang sangat samar. Orientasi partikel-partikel yang disebut terakhir ini dikontrol oleh permukaan partikel yang luas dan datar. Nilai pendekatan untuk posisi bidang itu (yakni bidang $a-b$) dapat dinyatakan dengan azimuth dan inklinasi garis yang tegak lurus terhadap bidang tersebut. Arah itu pada dasarnya merupakan orientasi diameter terpendek (sumbu- c) dari kerikil itu.

Jika suatu kerikil dapat dikeluarkan dari matriksnya, dan diberi tanda, maka posisinya dapat diorientasikan kembali di laboratorium. Kemudian, dengan bantuan sebuah goniometer, azimuth dan sudut kemiringan sumbu panjang kerikil itu atau orientasi garis yang tegak lurus terhadap bidang proyeksi maksimumnya akan dapat diukur (Karlstrom, 1952). Jika, strata dimana kerikil itu berada telah terangkat, maka efek pengangkatan itu sudah barang tentu harus diperhitungkan sedemikian rupa sehingga data orientasi yang diperoleh sudah bebas dari pengaruh tektonik. Para pembaca yang tertarik untuk mengetahui lebih jauh teknik-teknik pengambilan sampel dan prosedur-prosedur pengukuran itu hendaknya membaca karya-karya tulis Potter & Pettijohn (1963) serta Bonham & Spotts (1971).

Data pengamatan terhadap sekitar 100 atau lebih kerikil dapat diringkaskan secara grafis dengan beberapa cara. Sebagai contoh, untuk mengetahui arah aliran es, kita dapat mengukur dan menganalisis sekian data azimuth sumbu panjang *till stone*. Nilai-nilai bacaan azimuth dapat dikelompokkan ke dalam kategori-kategori tertentu (dengan memakai interval yang sesuai, misalnya saja 20°). Setelah itu kita cari kelas modus atau nilai rata-rata hitungannya. Metoda-metoda itu mencakup analisis distribusi frekuensi “sirkuler” (*“circular” frequency distribution*) itu telah dibahas panjang lebar oleh Jizba (1971). Kita juga dapat menyajikan nilai-nilai bacaan dalam sebuah histogram sirkuler (*circular histogram*). Nilai-nilai kemiringan partikel itu dapat ditangani dengan cara yang sama.

Diagram yang memperlihatkan azimuth dan inklinasi sumbu panjang suatu unsur kemas disebut *“petrofabric diagram”* (Knopf & Ingerson, 1938). Posisi setiap sumbu panjang direpresentasikan oleh suatu titik dalam kertas koordinat kutub (*polar coordinate paper*), dalam jaring kutub sama-luas Lambert (*Lambert equiarea polar net*), atau dalam jaring

Schmidt (*Schmidt net*) (gambar 3-29A). Ada tidaknya pengkonsentrasian titik-titik data dalam jaring seperti itu mengindikasikan ada tidaknya pengarah-an unsur kemas tersebut. Diagram seperti itu dapat dengan mudah dipahami apabila kita membayangkan bahwa setiap kerikil itu ditempatkan pada bagian tengah suatu bola sesuai dengan posisinya pada singkapan. Sumbu panjang (atau sumbu lain) dari kerikil itu kemudian diperpanjang hingga sumbu itu berpotongan dengan permukaan bola. Titik perpotongan antara sumbu itu dengan permukaan bola bagian bawah (“belahan selatan”) kemudian dirajahkan pada peta “kutub” dari belahan bola itu. Jadi, dalam diagram itu, orientasi suatu garis dalam ruang (misalnya saja sumbu panjang suatu kerikil) akan direpresentasikan oleh suatu titik. Sebuah bidang juga dapat direpresentasikan oleh suatu titik. Caranya adalah dengan merajahkan posisi suatu garis yang tegak lurus terhadap bidang itu. Jadi, kita dapat merajahkan orientasi suatu lapisan silang-siur dengan sebuah titik pada *petrofabric diagram*. Dengan cara itu pula, orientasi dari sekian banyak lapisan silang-siur dapat ditampilkan pada satu diagram.

Jika unsur-unsur linier memiliki penyebaran random, maka titik-titik yang mererrepresentasikan unsur-unsur itu juga akan tersebar secara random dalam *petrofabric diagram*. Jika unsur-unsur itu memperlihatkan pengarah-an, maka titik-titik yang merepresentasikannya akan terkonsentrasi pada tempat-tempat tertentu. Untuk memperlihatkan penyebaran atau densitas titik-titik tersebut, kita dapat menyajikan data itu dengan garis-garis kontur. Setiap daerah yang dibatasi oleh kontur tertentu kemudian dapat diberi simbol tersendiri. Dengan demikian, dalam *petrofabric diagram*, kontur digunakan untuk menunjukkan jumlah titik data dalam setiap satuan luas (gambar 3-29B). Para ahli biasanya tidak menyatakan angka aktual dari densitas titik-titik tersebut, melainkan jumlah relatifnya (persentasenya). Satuan luas yang digunakan biasanya 1% luas keseluruhan diagram.

Titik-titik yang merepresentasikan sumbu unsur-unsur kemas yang berbentuk garis atau titik-titik yang merepresentasikan garis yang tegak lurus terhadap unsur-unsur kemas yang

berbentuk bidang dapat membentuk zona atau sabuk dengan konsentrasi titik proyeksi yang beragam. Zona-zona seperti itu disebut *girdle*.

Meskipun konsep kemas dimensi dapat diterapkan pada semua sedimen klastika, termasuk beberapa tipe batugamping, namun pengukuran unsur-unsur kemas dalam batuan klastika yang kompak sukar untuk dilakukan. Imbrikasi kerikil-kerikil pipih dalam suatu konglomerat dapat dengan relatif mudah dilihat, namun apabila kita tidak dapat menandai, memindahkan, dan melakukan reorientasi kerikil-kerikil seperti itu, maka analisis kemas tidak mungkin dapat dilaksanakan pada konglomerat itu. Bidang-bidang perlapisan mungkin dapat memberikan informasi penting. Pada bidang perlapisan itu kita dapat melihat orientasi kerikil memanjang, fosil berbentuk kerucut atau fosil memanjang, serta material rombakan tumbuhan.

Orientasi partikel pasir dalam suatu batupasir tidak mudah untuk ditentukan. Sayatan-sayatan tipis pada arah yang tegak lurus terhadap bidang perlapisan biasanya memperlihatkan bahwa sumbu panjang partikel sejajar dengan bidang perlapisan atau, pada kasus-kasus tertentu, terimbrikasi. Sayatan pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan umumnya memperlihatkan pengarah partikel-partikel memanjang. Beberapa teknik telah dikembangkan untuk mempelajari kemas batupasir (Martinez, 1963; Nanz, 1955; Bonham & Spotts, 1971).

3.4.4 Konsep Simetri dan Tipe-Tipe Kemas

Apabila orientasi unsur-unsur kemas dalam suatu batuan tidak beraturan, maka batuan itu dikatakan memiliki kemas isotrop (*isotropic fabric*). Namun, apabila unsur-unsur kemas dalam suatu batuan memperlihatkan *preferred orientation*, maka dikatakan bahwa batuan itu memiliki kemas anisotrop (*anisotropic fabric*). Meskipun pola kemas sangat beragam, namun endapan sedimen hanya memperlihatkan beberapa aturan-susunan yang sederhana. Karena orientasi suatu unsur kemas tergantung pada bentuk unsur itu, maka akan terasa bermanfaat apabila pada saat ini kita meninjau secara singkat pola-pola umum yang diperlihatkan oleh kategori-kategori utama dari bentuk butir.

Pola-pola umum yang diperlihatkan oleh kategori-kategori utama bentuk butir paling baik dicandra dengan merujuk pada dua bidang. Pertama, bidang horizontal yang lebih kurang mendekati bidang pengendapan (*surface of deposition*). Kedua, bidang vertikal yang sejajar dengan arah aliran. Hal yang sangat penting artinya adalah orientasi suatu unsur kemas dan hubungan antara pola yang dihasilkan oleh populasi unsur-unsur tersebut dengan bidang-bidang rujukan tersebut.

Unsur kemas yang berbentuk bola sudah barang tentu tidak dapat memperlihatkan pola kemas tertentu.

Unsur kemas yang berbentuk batang dicandra dengan menyatakan orientasi sumbu panjangnya. Pola kemas yang dihasilkan dapat random atau isotrop (gambar 3-30A). Unsur-unsur itu juga dapat tersebar secara terbatas pada bidang horizontal tertentu, namun pola penyebaran horizontalnya bersifat random dan kutub-kutubnya membentuk suatu *girdle* (gambar 3-30B). Unsur-unsur itu juga dapat memperlihatkan kemas arus (*current fabric*) yang disebabkan oleh penyusunan-ulang pada bidang horizontal dengan kutub-kutub terletak tegak lurus terhadap arus pembentuknya (gambar 3-30C) atau sejajar dengan arus pembentuknya (gambar 3-30D). Selain itu, unsur berbentuk batang masih dapat membentuk kemas lain, namun kemas-kemas itu jarang ditemukan, misalnya saja sebagai suatu kutub tunggal di bagian tengah diagram (sumbu panjang sebagian *dropstones* yang vertikal akan memperlihatkan kemas seperti itu).

Orientasi unsur berbentuk cakram dapat dicandra berdasarkan pola kemas yang diperlihatkan oleh sumbu pendek yang pada dasarnya terletak tegak lurus terhadap bidang cakram. Cakram dapat terletak pada bidang perlapisan dimana sumbu pendek cakram itu terletak tegak lurus terhadap bidang perlapisan (gambar 3-30E). Unsur-unsur kemas berbentuk cakram juga dapat tersusun-ulang oleh arus dan memperlihatkan kemas imbrikasi yang miring ke hulu. Pada kasus ini, sumbu pendek tidak akan terletak di tengah diagram (gambar 3-30F).

3.4.5 Kemas Sedimen

3.4.5.1 Kemas Gravel

Preferred orientation dalam beberapa gravel telah diketahui sejak lama. Pola susunan kerikil pipih yang seperti susunan genting dalam beberapa gravel dan konglomerat dinamakan “struktur imbrikasi” (*“imbricate structure”*) (Becker, 1893). Lihat gambar 3-32. Cailleux (1945) mempelajari kemiringan sekitar 4000 kerikil dalam formasi-formasi yang umurnya berkisar mulai dari Paleozoikum hingga resen. Hasilnya menunjukkan bahwa imbrikasi merupakan jenis kemas yang paling sering ditemukan. Dalam formasi bahari, imbrikasi itu memperlihatkan arah yang agak bervariasi, sedangkan dalam endapan sungai sudut kemiringan imbrikasi sangat seragam. Inklinasi partikel-partikel gravel endapan sungai, ke arah hulu, rata-rata berharga 15–30°; endapan bahari memperlihatkan inklinasi 2–15°. Secara umum, kerikil pipih memiliki inklinasi yang lebih kecil dibanding kerikil yang tidak terlalu pipih; partikel-partikel yang relatif besar memiliki orientasi yang lebih baik dibanding partikel yang relatif kecil. Kerikil-kerikil yang saling bersentuhan memiliki orientasi yang lebih baik dibanding kerikil-kerikil terisolir. Menurut Unrug (1957), sudut inklinasi cenderung berkurang ke arah hilir. Hal itu dinisbahkan oleh Unrug (1957) pada “pemilahan gravel yang lebih buruk ke arah hilir”. Johansson (1965b), yang melakukan penelitian paling komprehensif terhadap kemas gravel setelah Cailleux (1945), menyatakan bahwa imbrikasi merupakan indikator arus yang paling dapat diandalkan dalam endapan sungai masa kini. Inklinasi pada endapan sungai masa kini bervariasi mulai dari sekitar 10° hingga sekitar 30°. Inklinasi sebesar itu memiliki kaitan dengan kepipihan dan “kondisi-kondisi hidrodinamika”. Inklinasi yang tinggi (sekitar 40°) dalam konglomerat Keweenawan (Prakambrium) ditafsirkan oleh White (1952) sebagai akibat terkonsentrasinya kerikil pipih pada sayap-sayap lubang kerukan. Karena itu, kemiringan itu merupakan sebuah ukuran dari sudut henti (*angle of repose*).

Orientasi sumbu panjang kerikil berbentuk batang tidak terlalu dipahami sebagaimana orientasi kerikil berbentuk cakram. Bahkan, para ahli menemukan fakta-fakta yang kontroversial. Kesejajaran sumbu panjang dengan arah arus telah dikemukakan oleh

banyak ahli seperti Krumbein (1940, 1942a), Schlee (1957), serta Dumitriu & Dumitriu (1961). Walau demikian, Twenhofel (1932), Unrug (1957), Doeglas (1962), Sedimentary Petrology Seminar (1965), serta Rust (1972) melaporkan adanya orientasi sumbu panjang yang tegak lurus terhadap arah arus. Pendapat itu ditunjang oleh hasil penelitian eksperimental yang dilakukan oleh Sarkisian & Klimova (1955) serta Kelling & Williams (1967). Fakta-fakta yang berlawanan itu mungkin dipengaruhi oleh beberapa faktor. Johansson menyatakan bahwa kerikil yang ketika diangkut selalu bersentuhan dengan substrat cenderung untuk diendapkan sedemikian rupa sehingga sumbu panjang kerikil itu tegak lurus terhadap arah arus. Di lain pihak, kerikil yang diangkut dalam medium pengangkut—misalnya dalam es gletser, aliran lumpur, dsb—cenderung sejajar dengan arah aliran karena adanya pengaruh *shearing stress* medium yang bergerak. Menurut Rust (1972), orientasi yang tegak lurus terhadap arah arus paling jelas terlihat apabila kerikil-kerikil yang terorientasi itu terisolasi pada bidang batas sedimen-fluida yang disusun oleh pasir. Orientasi itu akan menghilang sejalan dengan makin bertambah banyaknya kerikil sedemikian rupa sehingga akhirnya terbentuk orientasi yang sejajar dengan arah aliran. Kecepatan aliran tampaknya merupakan salah satu faktor yang menentukan orientasi kerikil. *Torrential flow* menyebabkan terbentuknya orientasi yang sejajar dengan arah aliran.

3.4.5.2 Kemas Till

Preferred orientation dari *till stone* telah lama digunakan sebagai kriteria arah aliran es (Richter, 1932, 1936; Krumbein, 1939; Holmes, 1941; Karlstrom, 1952; Harrison, 1957; Virkkala, 1960; Seifert, 1954; West & Donner, 1956; Kauranne, 1960; dll). Seperti yang dapat diinferensikan dari *glacial striation*, *chatter mark*, dan kriteria pergerakan es yang lain, partikel berbentuk batang dalam *ground morainal till* cenderung sejajar dengan arah pergerakan es. Pada beberapa kasus, ditemukan adanya partikel yang terletak lebih kurang tegak lurus terhadap arah pergerakan es, meskipun frekuensinya jauh lebih rendah dibanding partikel yang sejajar dengan arah pergerakan es. Pada *morainal till* lain, kemas yang terlihat mungkin kompleks. Kemas *till* secara umum merupakan alat yang bermanfaat

untuk menentukan arah pergerakan es, khususnya pada saat tidak ditemukan kriteria lain (Lindsey, 1966; Halbach, 1962).

3.4.5.3 Kemas Pasir

Kemas pasir dan batupasir kurang begitu dipahami dibanding kemas gravel. Hal itu terutama terjadi karena adanya berbagai kesulitan dalam pemelajaran kemas material yang relatif halus. Banyak usaha telah dilakukan oleh para ahli untuk mengukur posisi sumbu panjang (Schwarzacher, 1951) dan sumbu panjang semu (Griffiths, 1949; Griffiths & Rosenfeld, 1950) partikel membatang serta orientasi sumbu-c kristal (Rowland, 1946) yang didasarkan pada premis bahwa sumbu panjang partikel memiliki hubungan yang erat dengan sumbu-c kristal.

Wayland (1939) menyatakan bahwa orientasi sumbu panjang kristal kuarsa cenderung sama dengan orientasi sumbu-c kristal itu. Ramisch (1942) mendukung hasil-hasil penelitian Wayland (1939). Karena itu, jika partikel kuarsa yang tidak ber-bentuk bola diarahkan oleh arus dasar pada saat diendapkan, maka batupasir itu kemungkinan besar akan memperlihatkan kemas kristalografi. Analisis *petrofabric* yang dilakukan Wayland terhadap St. Peter Sandstone (Ordovisium) menunjukkan bahwa sumbu optik c dari kuarsa memang memperlihatkan orientasi seperti itu. Rowland (1946) mencoba untuk mengeksplorasi lebih jauh hubungan antara arah dimensi dengan arah kristalografi dalam kuarsa klastika, namun hasil-hasil penelitiannya agak kurang konklusif. Kesulitan agaknya sebagian muncul dari fakta bahwa kuarsa memiliki belahan rhombohedra dan, meskipun tidak sempurna, belahan itu cenderung menyebabkan terbentuknya fragmen-fragmen memanjang yang sumbu panjangnya sejajar dengan sumbu kristal c (Bloss, 1957; Bonham, 1957; Zimmerle & Bonham, 1962). Hubungan antara orientasi dimensi dengan orientasi kristalografi memungkinkan kita untuk menentukan orientasi dimensi dengan menggunakan suatu fotometer pada sayatan tipis yang dipotong pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan (Martinez, 1958; 1963).

Secara umum, kemas dimensi dari kuarsa yang berkaitan dengan aliran adalah kemas yang terlihat pada sayatan yang sejajar dengan bidang perlapisan, khususnya sayatan batupasir yang bidang perlapisan horizontalnya tidak terganggu (gambar 3-32). Rajahan dari sumbu panjang semu yang terlihat pada sayatan itu umumnya memperlihatkan bahwa arah rata-rata sumbu itu sejajar atau hampir sejajar dengan arah aliran sebagaimana yang terlihat dari hasil analisis struktur bidang perlapisan bawah (Sestini & Pranzini, 1965). Kesesuaian seperti itu juga ditemukan antara kemas partikel dengan *dielectric anisotropy* (McIver, 1970). Lihat gambar 3-33. Walau demikian, adanya pengecualian dari itu telah dilaporkan oleh beberapa ahli (Onions & Middleton, 1968; Parkash & Middleton, 1970).

Hubungan antara sumbu panjang semu dengan arah arus didukung oleh hasil-hasil penelitian eksperimental (Dapples & Rominger, 1945). Ujung yang relatif besar dari partikel yang tidak setangkup cenderung mengarah ke hulu. Pemelajaran terhadap sedimen gisik, sungai, dan gumuk masa kini menunjukkan adanya kemas dimensi yang jelas pada bidang yang sejajar dengan bidang perlapisan (Nanz, 1955; Curray, 1956).

Sayatan tipis batupasir yang dipotong pada arah yang tegak lurus terhadap bidang perlapisan dan sejajar dengan arah arus memperlihatkan bahwa imbrikasi partikel pasir umumnya, meskipun tidak selalu, miring ke arah hulu (Sestini & Pranzini, 1965).

Kemas pasir diketahui memiliki kaitan yang sangat erat dengan permeabilitas vektoral (Griffiths, 1949; Griffiths & Rosenfeld, 1950, 1953).

3.4.5.4 Kemas Lempung dan Serpih

Partikel-partikel lempung, khususnya mineral lempung, memiliki perawakan seperti mika dan umumnya pipih (Marshall, 1941; Bates, 1958). Meskipun partikel-partikel itu diendapkan secara random, namun tekanan gravitasi dan kompaksi yang ditimbulkan oleh tekanan gravitasi itu pada akhirnya akan menyebabkan partikel-partikel terputar dan terletak pada satu bidang yang sama sedemikian rupa sehingga partikel-partikel itu akan terletak sejajar atau terletak hampir sejajar satu sama lain. Orientasi seperti itu menyebabkan porositas serpih atau lempung menjadi berkurang serta menyebabkan

terbentuknya anisotropi kemas dan penyubanan (*fissility*). Hal itu terlihat dengan jelas dari hasil-hasil analisis sinar-X yang dilakukan terhadap kemas kaolinit dari serangkaian sampel yang diambil dari suatu nodul siderit secara berturut-turut mulai dari pusat hingga bagian tepi nodul itu (Oertel & Curtis, 1972). Tampaknya konkresi itu merekam sejarah kompaksi serpih yang melingkupinya. Konkresi itu sendiri terbentuk sebelum serpih yang melingkupinya terkompaksi dan pertumbuhan konkresi terus berlanjut hingga kompaksi hampir selesai. Kemas kaolinit memperlihatkan perubahan progresif, mulai dari kemas yang hampir random di bagian tengah konkresi, hingga kemas yang sangat terarah pada permukaan konkresi. Pembahasan yang lebih mendalam mengenai faktor-faktor kimia dan mekanis yang mengontrol kemas lempung disajikan oleh Meade (1964).

Pengamatan terhadap sayatan tipis serpih yang dipotong pada arah yang tegak lurus terhadap bidang perlapisan menunjukkan adanya efek-efek “kepunahan massa” di bawah mikroskop bersilang. Hal itu mengindikasikan bahwa lempeng-lempeng mineral lempung terletak sejajar dengan bidang perlapisan. Walau demikian, Keller (1946) menunjukkan bahwa sebagian *fire clay* disusun oleh lempeng-lempeng mineral yang tersebar secara random. Dia berkeyakinan bahwa hal itu terjadi sebagai akibat pertumbuhan lempeng-lempeng itu dalam suatu gel lempung setelah lempung itu sendiri diendapkan. Lempung seperti itu memiliki bidang belahan konkoidal hingga tidak beraturan.

3.4.5.5 Kemas Batugamping dan Dolomit

Kemas primer dari batugamping dan dolomit telah diteliti oleh Sander (1936) dan Hohlt (1948). Kemas kristalografi yang berkembang baik telah dilaporkan oleh Hohlt. Pola-pola yang diperlihatkan oleh Sander sebagian besar merupakan kemas pertumbuhan (*growth fabric*) dalam ruang pori dan bukaan lain. Kemas itu terbentuk akibat tumbuhnya deretan kristal pada dinding lubang tersebut. Kemas kristalografi kemungkinan besar tidak akan ditemukan dalam batugamping dan dolomit yang tidak dikenai *stress*.

Kemas dimensi juga sering ditemukan dalam batugamping dan dolomit. Kemas itu berkaitan dengan pengarahannya berbagai unsur rangka yang datar (atau berbentuk seperti batang) atau cekung-cembung (Dunham, 1962). Kemas itu akan dibahas lebih jauh pada 3.4.5.6. Kemas diagenetik akan dibahas pada bagian akhir dari bab ini dan dalam Bab 10.

3.4.5.6 Orientasi Fosil

Benda organik juga memberikan tanggapan terhadap aliran. Cangkang organisme berbentuk cekung-cembung dapat ter-letak demikian rupa sehingga cekung ke atas atau cembung ke atas. Walau demikian, apabila cangkang seperti itu diangkut oleh arus, orientasinya cenderung seragam, dalam hal ini cembung ke atas. Dengan demikian, pengarahannya cangkang seperti itu merupakan indeks kecepatan arus sekaligus indeks posisi stratigrafi (Shrock, 1948). Walau demikian, ada ahli yang melaporkan bahwa pada beberapa endapan yang ditafsirkan sebagai turbidit, cangkang itu cekung ke atas (Cromwell dkk, 1966). Orientasi seperti itu memang dapat dihasilkan oleh arus turbid (Middleton, 1967).

Fosil yang memperlihatkan pengarahannya juga dapat berperan sebagai indeks arah arus. Sebagaimana dikemukakan oleh para ahli sejak lama, *Tentaculite*, koloni-koloni graptolit (Ruedemann, 1897; Moors, 1969), dan fosil lain yang bentuknya mirip dengan itu memperlihatkan gejala pengarahannya pada bidang perlapisan. Chenoweth (1952) menunjukkan bahwa *orthoceracone cephalopods* dan *high-spired gastropods* memperlihatkan orientasi yang baik dalam Formasi Trenton di Negara Bagian New York. Fosil-fosil itu cenderung sejajar dan tegak lurus terhadap *pararipples* yang ada dalam lapisan itu. Chenoweth berkeyakinan bahwa orientasi fosil-fosil itu, yakni tegak lurus terhadap gelembur dan sejajar dengan arah arus, muncul karena terpindahkannya pusat gravitasi fosil-fosil itu. Untuk mendukung gagasannya itu, dia merajahkan posisi sumbu panjang dan puncak (*apex*) fosil-fosil itu (gambar 3-34). Menurut Seilacher (1960), diagram mawar yang memperlihatkan pengarahannya yang berlawanan (pola “dasi kupu-kupu”)

merepresentasikan orientasi cangkang detritus tegak lurus terhadap arah arus, sedangkan pola yang cenderung mengarah ke satu arah mengindikasikan orientasi yang sejajar dengan arah arus (gambar 3-35).

Salah satu kriteria arus purba yang paling sering ditemukan adalah “lineasi arang kayu” (*“charcoal lineation”*). Berdasarkan asosiasinya dengan struktur sedimen lain, diketahui bahwa lineasi arang kayu itu dapat sejajar (Colton & DeWitt, 1959) maupun tegak lurus (Pelletier, 1958) terhadap arah arus. Orientasi yang normal kemungkinan sejajar dengan arah arus. Walau demikian, sebagaimana kasus partikel berbentuk batang (Ingerson, 1940) dan banyak fosil berbentuk batang (Seilacher, 1960), kesejajar-an arang kayu dapat dikontrol oleh gelembur. Pada kasus itu, sumbu panjang arang kayu akan sejajar dengan arah lembah gelembur.

3.4.6 Evaluasi Kemas Sedimen

Sebagaimana kasus besar butir, para ahli telah banyak melakukan penelitian terhadap kemas sedimen, namun hasil-hasil penelitian itu masih belum sebanding dengan tenaga, waktu, dan biaya yang selama ini dikeluarkan. Selain itu, sebagaimana kasus besar butir, keterbatasan hasil-hasil penelitian kemas antara lain disebabkan oleh fakta bahwa teknik-teknik yang dapat diterapkan secara langsung pada gravel dan pasir masa kini tidak dapat diterapkan pada batuan yang telah terlitifikasi dengan baik. Kemas dimensi pasir juga cenderung terganggu atau terhapus oleh nendatan, deformasi, atau bioturbasi. Pergerakan-pergerakan tektonik menyebabkan tertutupnya kemas primer dan kemudian menutupinya dengan kemas deformasi. Pemelajar-an kemas terutama ditujukan pada penentuan arah arus purba. Kriteria lain yang digunakan untuk menafsirkan arus purba—lapisan silang-siur, gelembur, dan struktur bidang perlapisan bawah—lebih mudah untuk dilihat dan diukur sehingga para ahli umumnya hanya akan melakukan analisis kemas yang banyak memakan tenaga dan waktu itu apabila dia tidak menemukan kriteria lain yang dapat digunakan untuk menentukan arah arus purba.

Manfaat terbesar dari kemas, terutama kemas pasir, adalah membantu seseorang dalam menentukan orientasi tubuh pasir yang ditemukan dalam lubang bor. Jika ada korelasi antara kemas dengan bentuk tubuh pasir, dan jika kemas suatu *oriented core* dapat diketahui, maka manfaat kemas dalam memprediksikan trend tubuh pasir dari satu lubang tunggal sangat besar. Pengetahuan mengenai kemas sedimen juga membantu kita dalam memahami sifat-sifat geofisika yang berkaitan dengan anisotropi tubuh pasir.

3.4.7 Geometri Rangka dari Sedimen Detritus

3.4.7.1 Pembandelaan

Pembandelaan (*packing*) berkaitan dengan aturan-susunan unsur-unsur rangka, dimana setiap unsur didukung dan tertahan oleh unsur lain yang berada dalam kontak tangensial (*tangential contact; point contact*) dengannya (Graton & Fraser, 1935).

Ada beberapa alasan yang menyebabkan pentingnya pemelajaran pembandelaan. Pembandelaan tertutup (*close packing*) menyebabkan menurunnya volume dan ukuran ruang pori batuan. Karena itu, pembandelaan tertutup menyebabkan berubahnya porositas dan permeabilitas batuan. Pembandelaan “terbuka” (*“open” packing; “loose” packing*) memiliki efek yang berlawanan dengan pembandelaan tertutup. Pertanyaan mengenai proses dan agen apa yang bertanggungjawab terhadap pemunculan pembandelaan yang beragam dalam endapan gisik (sebagian terbuka dan sebagian lain tertutup) telah menjadi bahan kajian para ahli yang mempelajari endapan itu (Kindle, 1936). Meskipun kontak antar partikel pada mulanya berupa kontak noktah, namun kontak itu dapat berubah kemudian karena terjadinya pelarutan intrastrata sedemikian rupa sehingga partikel-partikel penyusun batuan menjadi makin berdekatan. Pemelajaran tentang hubungan antar partikel mampu memberikan informasi yang bermanfaat mengenai khuluk perubahan-perubahan diagenetik pasca-pengendapan.

Pemelajaran pembandelaan memerlukan adanya suatu definisi yang lebih cermat dari istilah pembandelaan itu sendiri. Definisi itu antara lain diperlukan untuk mengukur “ketertutupan” pembandelaan serta untuk melihat perubahan-perubahan apa yang terjadi

pada pembandelaan akibat proses-proses pasca-pengendapan. Pemelajaran itu dapat diarahkan pada analisis teoritis atau eksperimental terhadap pembandelaan partikel-partikel berbentuk bola serta pengamatan yang mendetil terhadap pembandelaan agregat alami, baik dengan cara melakukan pengamatan langsung terhadap endapan alami maupun dengan melakukan penelitian eksperimental. Pembahasan yang lebih mendetil mengenai berbagai ancangan untuk meneliti pembandelaan dapat ditemukan dalam berbagai karya tulis ilmiah, khususnya dalam monograf yang disusun oleh Graton & Fraser (1935), Fraser (1935), serta Kahn (1956a, 1956b, 1959).

Unsur-unsur rangka sedimen klastika kasar (gravel dan pasir) ialah butiran-butiran kerikil dan pasir yang menjadi penyusun endapan itu. Unsur-unsur klastika itu tidak berbentuk seperti bola dan memiliki ukuran yang tidak seragam. Walau demikian, pemahaman mengenai fenomena pembandelaan dan efeknya terhadap porositas dan permeabilitas dapat diperoleh dengan mengasumsikan bahwa suatu batuan disusun oleh partikel-partikel berbentuk bola yang ukurannya seragam (pada kebanyakan sedimen klastika kasar, partikel penyusunnya memiliki bentuk yang hampir mendekati bentuk bola; sebagai contoh, pada pasir tertentu, partikel-partikel penyusunnya memiliki kebulatan rata-rata 0,80, bahkan lebih). Karena itu, penelaahan pertama hendaknya dilakukan terhadap agregat yang disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya seragam. Setelah itu, baru dilakukan penelaahan terhadap agregat yang disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya tidak seragam.

Pembandelaan partikel-partikel berbentuk bola yang ukurannya seragam mungkin tidak beraturan, namun mungkin pula repetitif dan sistematis. Hasil penelaahan terhadap hal itu menunjukkan bahwa meskipun pada dasarnya ada enam pola pembandelaan sistematis yang berbeda, namun hanya ada satu pola pembandelaan yang paling tertutup dan paling ketat, yakni pola rhombohedra (Slichter, 1899). Pembandelaan itu memiliki porositas paling rendah. Karena pola itu juga merupakan pola pembandelaan yang paling stabil dan alami, maka agregat alami yang disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya hampir sama pada umumnya memiliki pembandelaan rhombohedra. Sebagian besar endapan alami

memperlihatkan pembedaan yang tidak beraturan, meskipun dalam setiap endapan itu dapat ditemukan beberapa “koloni” atau “zona” dimana pembedaan-annya tertutup. Pembedaan rhombohedra dicirikan oleh suatu *unit cell* yang terdiri dari enam bidang yang melewati pusat-pusat bola yang terletak pada sudut-sudut rhombohedron; setiap sisi bidang itu memiliki panjang $2R$ (gambar 3-36). Pembedaan rhombohedron jauh berbeda dengan pembedaan kubus yang merupakan tipe pembedaan sistematis yang paling “terbuka”. Pembedaan kubus disusun oleh *unit cell* yang terdiri dari enam bidang yang sudut-sudutnya merupakan pusat-pusat bola (gambar 3-36). Dalam pembedaan rhombohedra, porositas berharga 25,95%, sedangkan pada pembedaan kubus porositas berharga 47,64%.

Setiap bidang yang diletakkan secara random pada bola-bola yang terbedakan secara sistematis akan memperlihatkan adanya zona-zona zat padat dan zona-zona ruang pori. Walau demikian, ruang-ruang pori itu bukan merupakan ukuran yang sebenarnya dari luas ruang total yang memungkinkan mengalirnya fluida karena sebagian ruang pori tertutup dan tidak berhubungan dengan ruang pori lain. Namun, jika bidang potong itu melewati pusat-pusat bola yang ada dalam satu lapisan rhombohedra, maka zona-zona ruang pori pada bidang itu merupakan ukuran luas penampang minimal sebenarnya dari ruang pori yang dapat dilalui oleh fluida. Ukuran itu dapat disebut sebagai “porositas yang bermanfaat” (*“useful porosity”*). Pada pembedaan rhombohedra, meskipun porositasnya berharga 25,95%, namun porositas efektifnya hanya 9,30%. Perbedaan antara porositas dengan porositas efektif itu tidak mempengaruhi kapasitas sistem ruang pori untuk menyimpan fluida, namun akan mempengaruhi pergerakan fluida melalui batuan atau, dengan kata lain, akan mempengaruhi permeabilitasnya.

Jika sejumlah besar bola yang diameternya sama disusun secara sistematis, maka akan ada nilai diameter maksimum yang tidak boleh dilebihi oleh suatu partikel kecil berbentuk bola agar dapat melewati ruang-ruang pori yang terletak diantara partikel-partikel besar itu. Untuk pembedaan rhombohedra, diameter kritis itu adalah $0,154D$ (dimana D adalah diameter partikel besar). Demikian pula, ada nilai diameter maksimum yang tidak boleh

dilebihi oleh suatu partikel kecil berbentuk bola agar dapat menempati ruang-ruang pori yang terletak diantara partikel-partikel besar. Untuk pembedaan rhombohedra, diameter kritis itu adalah $0,414D$ dan $0,225D$ (diameter kritis itu ada dua karena dalam pembedaan tersebut ada dua tipe dan ukuran ruang pori). Konsep-konsep teoritis itu tidak dapat diterapkan begitu saja pada endapan alami karena endapan alami tidak disusun oleh partikel-partikel berbentuk bola, karena endapan alami tidak disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya seragam, dan karena endapan alami tidak seluruhnya memiliki pembedaan yang sistematis. Walau demikian, jika material pengisi ruang pori yang terletak diantara partikel-partikel besar memiliki diameter lebih dari 0,154 kali diameter partikel-partikel besar, maka dapat disimpulkan bahwa partikel-partikel “halus” itu tidak diendapkan setelah rangka batuan itu terbentuk, melainkan diendapkan bersama-sama dengan partikel-partikel besar. Fakta itu akan menyebabkan munculnya distribusi besar butir bimodus seperti yang diperlihatkan oleh beberapa gravel.

Pada endapan baru, partikel-partikel berhubungan dengan kontak tangensial. Karena itu, suatu sayatan random yang melalui endapan itu jarang memotong titik-titik kontak tersebut. Karena itu, pada sayatan seperti itu, banyak partikel tampak tidak berhubungan sama sekali (gambar 3-37). Namun, jika kontak itu berubah sedemikian rupa sehingga luas bidang kontak menjadi bertambah, maka daerah kontak itu akan memiliki probabilitas yang lebih tinggi untuk terlihat pada sayatan random (tabel 3-10). Ketika berubah, kontak tangensial menjadi makin panjang, cekung-cembung, atau memperlihatkan sutura (gambar 3-38). Jane Taylor (1950) mempelajari kontak antar partikel dalam batupasir yang terletak pada kedalaman yang berbeda-beda dalam sumur-dalam di Wyoming. Pasir normal terlihat memiliki 1,6 kontak per butir (kemungkinan besar 0,85 kontak per butir menurut Gaither, 1953). Pada kedalaman 900 meter, pasir memiliki 2,5 kontak per butir, dan pada kedalaman 2570 meter pasir itu memiliki 5,2 kontak per butir. Data tersebut mengindikasikan bahwa batupasir mengalami “kondensasi” yang menyebabkan partikel-partikel penyusunnya lebih dekat satu sama lain dan meningkatnya kontak antar butir. Taylor menisbahkan fakta itu pada pelarutan dan presipitasi intrastrata serta pada aliran

partikel-partikel kuarsa dalam wujud padat. Taylor mengajukan beberapa fakta yang diyakininya merupakan bukti adanya tekanan yang, pada gilirannya, memicu terjadinya pelarutan dan presipitasi. Fakta-fakta yang diajukannya antara lain adalah muka yang melengkung dan butiran-butiran kuarsa yang pecah. Walau demikian, aliran zat padat itu sendiri sukar untuk dibuktikan. Selain itu, sebagaimana diperkirakan oleh Waldschmidt (1943), kontak cekung-cembung yang dilihat oleh Taylor mungkin merupakan efek pelarutan. Selain kuarsa, partikel lain yang menyusun batuan mungkin likat. Deformasi partikel-partikel likat dapat menyebabkan menurunnya porositas batuan. Rittenhouse (1971) mengajukan sejumlah estimasi mengenai efek-efek kompaksi mekanik seperti itu.

Banyak ahli telah berusaha untuk mengukur pembeda-an. Jumlah kontak per butir merupakan salah satu ukuran atau indeks pembeda-an. Kahn (1956a) mengusulkan dua ukuran. Pertama, *packing proximity*, yang pada dasarnya merupakan jumlah kontak per butir (nisbah jumlah kontak antar butir terhadap jumlah total butiran yang terhitung pada suatu sayatan). Kedua, *packing density*, yakni nisbah panjang kontak partikel terhadap panjang total lintasan pengukuran. Indeks pembeda-an lain pernah diusulkan oleh Smalley (1964a, 1964b), Allen (1962), Emery & Griffiths (1964), serta Melton (1964).

Sayang sekali, pembelajaran terhadap kontak antar partikel serta pengukuran pembeda-an masih agak subjektif. Hal itu antara lain disebabkan oleh ketidakakuratan atau ketidaktepatan pengamatan. Batas-batas asli antar partikel kuarsa dalam beberapa batupasir sebagian atau seluruhnya hilang karena adanya *secondary overgrowth* kuarsa serta hanya dapat dilihat dengan metoda *catholuminescence*. Kontak-kontak lain tertutup oleh matriks sedemikian rupa sehingga banyak orang sering ragu apakah pada suatu bagian batuan ada kontak antar partikel atau tidak.

3.4.7.2 Porositas

Porositas didefinisikan sebagai persentase ruang pori dalam volume total batuan. Ruang pori sendiri diartikan sebagai ruang dalam tubuh batuan yang tidak diisi oleh zat padat. Dengan demikian, porositas yang dimaksud di atas adalah ruang pori total, bukan ruang pori efektif. Ruang pori total mencakup semua ruang yang tidak terisi oleh zat padat, baik ruang yang berhubungan maupun ruang yang tidak berhubungan. Ruang pori efektif adalah ruang-ruang pori yang berhubungan satu sama lain.

Berbeda dengan batuan kristalin yang tidak memiliki porositas, sedimen klastika memiliki porositas. Adanya porositas itu dinisbahkan pada fakta bahwa komponen-komponen klastika, sewaktu diendapkan, tidak membentuk kontak menerus satu sama lain. Partikel-partikel penyusun sedimen klastika hanya membentuk kontak tangensial. Sistem ruang pori, selain dapat berperan sebagai tempat penyimpanan fluida, juga membentuk jalur-jalur yang dapat dilalui oleh fluida. Karena itu, volume ruang pori dalam suatu batuan, kapasitas batuan itu untuk menyimpan fluida, dan kemampuan batuan itu untuk melewatkan fluida, sangat penting artinya dalam pemelajaran minyak bumi, gas bumi, garam-garam alami, dan air tanah. Karena itu, banyak ahli mencoba untuk memahami porositas dan banyak cara telah dirancang untuk mengukur porositas. Pembahasan mengenai cara-cara untuk mengukur porositas dapat ditemukan dalam berbagai manual laboratorium seperti karya Müller (1967) dan Curtis (1971). Pembahasan yang lebih mendalam mengenai porositas dapat ditemukan dalam karya tulis von Engelhardt (1960).

Khuluk batuan detritus yang sarang merupakan salah satu faktor dan kondisi utama yang menyebabkan terjadinya re-organisasi diagenetik. Porositas, misalnya saja, menyebabkan ketidakhomogenan penyebaran tekanan yang diberikan oleh strata yang terletak di atas suatu batuan; tekanan itu hanya diterima oleh titik-titik kontak antar partikel yang tidak begitu luas apabila dibandingkan dengan luas seluruh batuan. Hal itu pada gilirannya menyebabkan terjadinya pelarutan pada titik-titik kontak dan terjadinya presipitasi pada ruang-ruang pori. Selain itu, fluida yang menempati ruang-ruang pori merupakan

medium tempat terjadinya reaksi-reaksi kimia. Fluida itu sendiri dapat bereaksi dengan unsur-unsur padat penyusun batuan. Karena terjadinya pelarutan, presipitasi, pengisian, dan perubahan-perubahan diagenetik lain, porositas suatu sedimen dapat hilang sejalan dengan bertambahnya umur batuan dan kedalaman (Füchtbauer & Reineck, 1963; Füchtbauer, 1967). Makin tinggi derajat diagenesisnya, makin mirip suatu batuan sedimen dengan batuan metamorf atau batuan beku.

Porositas dapat dianggap sebagai sifat primer maupun sifat sekunder (Fraser, 1935). Porositas primer merupakan sebuah sifat inheren dan muncul pada saat sedimen diendapkan. Porositas sekunder terbentuk akibat perubahan-perubahan yang dialami sedimen setelah fasa pengendapan selesai, perubahan-perubahan mana menyebabkan bertambahnya porositas primer. Sedimen karbonat merupakan batuan yang paling rentan terhadap proses-proses pembentukan porositas sekunder, meskipun sebagian batupasir juga memiliki porositas sekunder sebagai hasil pelindian (*leaching*) semen karbonat yang ada didalamnya.

Porositas primer dari suatu sedimen dipengaruhi oleh keseragaman partikel-partikel penyusunnya, bentuk partikel-partikel itu, cara pengendapannya, pembedaan partikel-partikel itu, serta kompaksi yang berlangsung selama dan setelah sedimen itu diendapkan.

Secara teoritis, ukuran aktual dari partikel-partikel penyusun batuan tidak mempengaruhi porositas. Walau demikian, fakta menunjukkan bahwa sedimen berbutir halus memiliki porositas yang lebih tinggi dibanding sedimen berbutir kasar (tabel 3-11). Fakta itu tidak mengimplikasikan adanya hubungan sebab akibat antara porositas dengan ukuran partikel penyusun batuan karena pada kasus itu ukuran partikel sendiri sebenarnya lebih berkorelasi dengan bentuk partikel; bentuk partikel itulah yang menyebabkan munculnya fenomena tersebut.

Keseragaman ukuran partikel merupakan faktor yang sangat penting dalam menentukan porositas sedimen (Rogers & Head, 1961). Porositas tertinggi biasanya ditemukan pada sedimen yang disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya sama.

Masuknya partikel-partikel lain ke dalam sedimen seperti itu, baik yang ukurannya lebih besar maupun lebih kecil, akan menyebabkan turunannya porositas sedimen tersebut. Penurunan itu sendiri, hingga tingkat tertentu, berbanding lurus dengan jumlah partikel yang masuk (Gaither, 1953) hingga campuran itu dibentuk oleh fraksi-fraksi ukuran yang jumlahnya lebih kurang sama. Di lain pihak, penambahan lempung menyebabkan naiknya porositas (Füchtbauer & Reineck, 1963). Walau demikian, hubungan antara distribusi besar butir dengan porositas tidaklah sederhana. Fraser (1935) dan ahli-ahli lain memperlihatkan bahwa campuran yang berbeda-beda dapat memiliki porositas yang sama.

Efek bentuk partikel terhadap porositas belum banyak dipahami. Secara umum, partikel-partikel yang memiliki kebolaan tinggi cenderung untuk terbandelakan dengan membentuk porositas minimum. Sebagai contoh, Fraser (1935) menemukan bahwa keseragaman ukuran pada pasir gisik dan gumuk yang dikompaksikan secara eksperimental berturut-turut memiliki porositas 38% dan 39%, sedangkan kuarsa yang ditumbuk memiliki porositas sekitar 44%. Karena kebolaan kuarsa tumbuk itu berharga sekitar 0,60–0,65 dan bahwa pasir gisik kemungkinan memiliki kebolaan sekitar 0,82–0,84, jelas sudah bahwa bentuk partikel memiliki pengaruh yang sedikit (namun terlihat) terhadap porositas. Fraser menemukan fakta bahwa efek bentuk partikel paling jelas terlihat pada kasus kerikil yang sangat pipih. Batugamping detritus tertentu, misalnya *coquina*, sangat sarang dan memperlihatkan kemas “kentang goreng” (“*potato-chip fabric*”). Endapan seperti itu dapat memiliki porositas hingga sekitar 80% (Dunham, 1962). Demikian pula, lempung yang baru diendapkan dapat memiliki porositas hingga sekitar 85%.

Metoda pengendapan dan pembedaan sangat mempengaruhi porositas. Untuk partikel-partikel berbentuk bola yang ukurannya seragam, nilai porositas pada saat pembedaannya paling tertutup berharga 26%, sedangkan pada saat pembedaannya paling terbuka berharga 48%. Pasir yang dibandelakan secara eksperimental memiliki porositas 28–36%. Walau demikian, di alam, endapan umumnya mengalami pembedaan

paling ketat dengan ruang pori minimum. Karena itu, pengaruh pembandelaan pada endapan alami cenderung rendah.

Efek kompaksi terhadap porositas akan dibahas pada Bab 8 dan 12. Efek kompaksi terhadap lempung dan serpih sangat besar; porositas tampaknya merupakan fungsi dari kedalaman penguburan sesuai dengan persamaan di bawah ini (Athy, 1930):

$$P = p(e^{-bx})$$

dimana P adalah porositas.

p adalah porositas rata-rata permukaan lempung.

b adalah konstanta.

x adalah kedalaman.

Porositas lempung menurun hingga menjadi sekitar 50% atau bahkan 10% setelah terkompaksi. Kompaksi pasir, di lain pihak, dapat diabaikan. Walau demikian, porositas primer dari pasir (35–45%) dapat menurun hingga tinggal beberapa persen saja akibat pelarutan dan presipitasi atau akibat pengisian ruang pori oleh material penyemen. Batupasir rata-rata memiliki porositas 15–20%. Tingginya porositas batupasir tertentu, misalnya batupasir Oriskany (Devon) di bagian tengah Appalachia, dinisbahkan pada pelindian semen karbonat yang semula ada didalamnya (Krynine, 1941).

3.4.7.3 Permeabilitas

Permeabilitas adalah sifat batuan yang memungkinkan lewatnya fluida melalui batuan tanpa menyebabkan rusaknya struktur batuan atau menyebabkan terpindahkannya partikel-partikel penyusun batuan itu. Suatu batuan dikatakan permeabel jika memungkinkan sejumlah besar fluida dapat mengalir melalui batuan itu dalam suatu rentang waktu tertentu. Suatu batuan dikatakan impermeabel jika laju pengaliran fluida melalui batuan itu sangat rendah. Sudah barang tentu laju aliran fluida melalui suatu batuan tidak hanya dipengaruhi oleh batuan itu sendiri, namun juga oleh khuluk fluida serta *hydraulic head* atau tekanan.

Permeabilitas suatu medium permeabel dapat dinyatakan sebagai kuantitas fluida Q (cm^3/det) yang melalui suatu penampang melintang C (cm^2) dan panjang tertentu L (cm). Kuantitas itu berbanding lurus dengan perbedaan tekanan, P (atm), pada kedua ujung sistem tersebut, dan berbanding terbalik dengan viskositas fluida V (centipoise). Jadi:

$$Q = K \frac{CP}{VL}$$

Faktor kesebandingan, K , adalah permeabilitas; suatu faktor yang khas untuk batuan. Koefisien permeabilitas itu disebut darcy. Suatu pasir dikatakan memiliki permeabilitas 1 darcy ketika memungkinkan lewatnya 1 cm^3 fluida (yang berviskositas 1 centi-poise) per detik melalui penampang batuan yang berukuran 1 cm^2 di bawah gradien tekanan 1 atmosfer per cm panjang batuan. Pasir masa kini memiliki permeabilitas 10–100 darcy, bahkan sebagian diantaranya lebih dari 100 darcy (gambar 3-39). Walau demikian, sebagian batupasir memiliki permeabilitas kurang dari 1 atau 2 darcy. Karena itu, permeabilitas batuan biasanya dinyatakan dalam satuan milidarcy.

Permeabilitas sangat penting artinya dalam pemelajaran migas dan akuifer. Karena itu, tidak mengherankan apabila banyak ahli mencoba untuk merancang berbagai teknik

pengukuran permeabilitas serta menentukan faktor-faktor geologi yang mengontrolnya. Teknik-teknik pengukuran permeabilitas telah dibahas secara mendetil oleh Curtis (1971) dan Müller (1967).

Koefisien permeabilitas, K , dari pasir yang tidak terkonsolidasi dipengaruhi oleh besar butir partikel, pemilahan partikel, bentuk partikel, dan pembedaan. Efek ukuran dan pemilahan partikel telah dipelajari secara eksperimental. Krumbein & Monk (1942), misalnya saja, menggunakan *glacial outwash sand* yang diayak dan dikombinasikan untuk membentuk campuran-campuran dengan komposisi tertentu. Karena kebanyakan pasir alami memiliki distribusi besar butir log normal, campuran-campuran itu dibuat agar memiliki distribusi log normal. Campuran-campuran itu kemudian dibagi-bagi ke dalam beberapa sampel uji yang memiliki besar butir rata-rata sama, namun simpangan bakunya (pemilahannya) berbeda-beda, atau ke dalam beberapa sampel uji yang memiliki pemilahan sama, namun besar butir rata-ratanya beragam. Krumbein & Monk (1942) menemukan bahwa permeabilitas berbanding lurus dengan pangkat dua diameter partikel serta berbanding terbalik dengan log simpangan baku (gambar 3-40). Dalam batupasir alami, permeabilitas tampaknya memiliki hubungan yang erat dengan besar butir: permeabilitas bertambah dengan bertambahnya ukuran partikel (gambar 3-41).

Bentuk partikel penyusun batuan, yang dinyatakan dengan kebolaannya, hingga tingkat tertentu mempengaruhi permeabilitas. Hal itu mungkin terjadi karena pasir dengan kebolaan rendah cenderung memiliki porositas yang tinggi dan pembedaan yang terbuka. Hal itu, pada gilirannya, menyebabkan pasir itu memiliki permeabilitas yang tinggi.

Permeabilitas juga tergantung pada pembedaan karena, sebagaimana terlihat dalam material yang disusun oleh partikel-partikel berbentuk bola yang ukurannya sama, dimensi ruang pori (yang menentukan permeabilitas) tergantung pada tipe pembedaan. Karena itu, setiap perubahan pembedaan, yang akan menyebabkan bertambahnya porositas, juga akan menyebabkan bertambahnya permeabilitas. Kesimpulan yang disebut

terakhir ini ditunjang oleh hasil-hasil penelitian eksperimental yang dilakukan oleh von Engelhardt & Pitter (1951).

Secara teoritis, permeabilitas tidak memiliki hubungan apapun dengan porositas, meskipun batuan yang tidak sarang sudah barang tentu tidak permeabel. Di lain pihak, batuan yang sangat sarang belum tentu sangat permeabel. Batuan berbutir halus, meskipun sangat sarang, memiliki permeabilitas yang rendah. Hubungan antara porositas, permeabilitas, dan besar butir telah dipelajari baik secara eksperimental maupun secara teoritis oleh von Engelhardt & Pitter (1951) serta dikaji secara teoritis oleh Scheidegger (1957) dan ahli-ahli lain. Sebagai suatu pendekatan, permeabilitas dapat dikatakan sebanding dengan porositas dan berbanding terbalik dengan pangkat dua luas permukaan partikel (cm^2/cm^3). Karena itu, makin halus partikel penyusun suatu endapan (dan dengan demikian makin luas permukaan partikel penyusunnya), makin rendah permeabilitas endapan itu. Dalam batupasir, porositas secara umum berkorelasi dengan permeabilitas. Nilai permeabilitas tampak memiliki kisaran yang lebih lebar dibanding porositas (gambar 3-42).

Dalam sedimen berlapis, permeabilitas pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan lebih tinggi dibanding permeabilitas pada arah yang tegak lurus terhadap bidang perlapisan. Pada pasir tertentu, permeabilitas pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan, namun terletak pada bagian-bagian batuan yang berbeda, juga memperlihatkan perbedaan. Semuanya itu diperkirakan muncul karena adanya ketidakisotropan kemas partikel (Mast & Potter, 1963; Potter & Pettijohn, 1963).

3.5 TEKSTUR KRISTALIN DAN TEKSTUR ENDOGENETIK LAIN

Tekstur endogenetik (*endogenetic texture*), yakni tekstur yang diperlihatkan oleh presipitat-presipitat larutan atau presipitat-presipitat yang dihasilkan oleh rekristalisasi atau alterasi material yang sebelumnya ada, sangat khas dan jauh berbeda dari tekstur eksogenetik (tekstur batuan klastika). Dalam tekstur endogenetik, mineral-mineral diendapkan pada posisi sebagaimana posisinya pada saat ditemukan; dalam tekstur eksogenetik (*exogenetic texture*), partikel-partikel yang ada berasal dari tempat lain dan kemudian ditendapkan ke dalam kerangka batuan sebagai partikel-partikel padat.

Kita telah membahas tentang segala sesuatu yang kita ketahui mengenai tekstur primer batuan sedimen klastika. Sekarang kita akan membahas berbagai fakta mengenai tekstur yang dihasilkan oleh proses-proses kimia. Namun, perlu dicamkan bahwa kedua tipe tekstur itu bukannya tidak memiliki hubungan apapun. Banyak batuan sedimen memperlihatkan kedua tipe tekstur itu. Sebuah batupasir, misalnya saja, dapat memiliki tekstur eksogenetik atau tekstur klastika, namun juga mengandung semen endogenetik yang memperlihatkan kemas kristalin. Demikian pula, banyak batugamping memperlihatkan kedua tipe tekstur tersebut. Dalam banyak kasus, pasir karbonat yang diendapkan secara mekanis diikat satu sama lain oleh semen kristalin yang dipresipitasikan dari larutan.

3.5.1 Tekstur Kristalin

Dalam pengertian terbatas, boleh dikatakan bahwa semua batuan sebenarnya merupakan zat kristalin, termasuk lempung. Walau demikian, istilah kristalin (*crystalline*) biasanya digunakan secara terbatas untuk batuan-batuan yang memperlihatkan agregat kristal yang saling kesit (*interlocking aggregate of crystals*), misalnya garam batu (*rock salt*). Batuan seperti itu disebut batuan granuler kristalin (*crystalline granular rocks*) atau batuan sakaroid (*sacharoidal rocks*). Arkose yang disemen oleh kalsit merupakan sebuah agregat kristalin (*crystalline aggregate*), meskipun tidak dinyatakan seperti itu. Batuan yang disusun oleh unsur-unsur rangka yang berupa partikel-partikel felspar dan kuarsa, yang masing-

masing jelas terlihat bersifat kristalin, tidak dikatakan memiliki tekstur kristalin melainkan memiliki tekstur klastika. Semen karbonat, di lain pihak, memiliki kemas kristalin.

Tata peristilahan yang diterapkan pada tekstur dan kemas kristalin dari batuan sedimen belum dibakukan. Masalah-masalah yang berkaitan dengan tata peristilahan itu telah dibahas oleh Friedman (1965) yang menyatakan bahwa banyak ahli menggunakan istilah yang beragam untuk menyatakan tipe kemas kristalin dalam batuan sedimen dan bahwa banyak diantara istilah-istilah itu berasal dari tata peristilahan batuan beku dan batuan metamorf. Kondisi yang memprihatinkan itu kemudian mendorong Friedman (1965) untuk mengusulkan digunakannya sekumpulan istilah khusus untuk mencandra tekstur dan kemas kristalin pada batuan sedimen. Banyak diantara istilah-istilah yang diusulkannya khusus dirancang untuk batuan karbonat. Pembatasan seperti itu tidak menguntungkan karena tekstur kristalin juga dapat ditemukan dalam gipsum, anhidrit, dan sedimen kristalin lain.

Disini kita akan menggunakan tata peristilahan yang biasa digunakan dalam penelitian batuan metamorf. Hal itu dilakukan karena penulis tidak ingin membebani pembaca dengan istilah-istilah baru dan terutama sekali karena diagenesis—rekristalisasi, penggantian, dan reorganisasi internal (neomorfisme)—pada hakekatnya merupakan transformasi metamorfik. Berbeda dengan definisi yang biasa dijadikan pegangan oleh para ahli petrologi, sebenarnya tidak ada batasan yang tegas antara diagenesis dengan metamorfisme. Selain itu, sebenarnya semua bentuk transformasi yang berlangsung pada fasa padat dianggap sebagai transformasi metamorfik dalam arti luas, baik yang berlangsung pada temperatur dan/atau tekanan normal maupun pada kondisi temperatur dan/atau tekanan tinggi. Tekstur yang dihasilkannya pun pada dasarnya sama karena proses-proses yang menyebabkan pembentukannya pun lebih kurang sama.

3.5.1.1 Unsur-Unsur Kristal

Komponen dasar dari kemas kristalin adalah individu-individu kristal. Jika individu-individu kristal itu besar, maka teksturnya dinamakan tekstur makrokristalin (*macrocrystalline texture*); jika individu-individu kristal itu kecil, maka teksturnya dinamakan tekstur mikrokristalin (*microcrystalline texture*); jika individu-individu kristalnya berukuran sedang, maka teksturnya dinamakan tekstur mesokristalin (*mesocrystalline texture*). Tekstur kristalin yang demikian halus, sehingga sukar diamati sekalipun di bawah mikroskop, disebut tekstur kriptokristalin (*cryptocrystalline texture*). Sebagian ahli telah berusaha untuk mengkuantifikasikan istilah-istilah tersebut (tabel 3-12). Beberapa istilah—misalnya saja mikrit (*micrite*), mikrospar (*microspar*), dan *sparry*—dipakai untuk memerikan kristalinitas batugamping. Istilah-istilah itu akan dijelaskan pada Bab 10.

Disini kita tidak hanya menunjukan perhatian pada ukuran kristal, namun juga pada keseragaman ukuran kristal. Jika ukuran kristalnya seragam, maka kita dapat menerapkan istilah ekuigranuler (*equigranular*) untuk memerikan tekstur kristalin; jika ukuran kristalnya tidak seragam, maka kita dapat menerapkan istilah anekuigranuler (*inequigranular*). Pada beberapa kasus, ukuran kristal tidak memperlihatkan kesinambungan (maksudnya kristal-kristal penyusun suatu batuan kristalin memperlihatkan perbedaan ukuran paling tidak satu orde) sehingga tampak adanya “komponen” dan “matriks”, dimana “komponen itu lebih besar paling tidak 1 orde dibanding “matriks”. Kristal-kristal berukuran besar seperti itu homolog dengan porfiroblas (*porphyroblast*) dalam garnet atau dengan staurolit dalam sekis sehingga dapat disebut porfiroblas atau staurolit. Perlu diketahui bahwa Friedman (1965) menamakan kristal seperti itu sebagai porfirotop (*porphyrotope*) dan Phemister (1956) menamakan kemas itu sebagai kemas porfirokristalik (*porphyrocrystalline fabric*). Sebagian lapisan anhidrit, misalnya saja, mengandung kristal-kristal gipsum berukuran besar yang tertanam dalam matriks kristal anhidrit.

Ketika kristal-kristal berukuran besar tertanam dalam matriks yang disusun oleh kristal-kristal lain, maka teksturnya disebut tekstur poikiloblastik (*poikiloblastic texture*). Friedman (1965) menamakannya sebagai tekstur poikilotopik (*poikilotopic texture*), sedangkan

Phemister (1956) menamakannya tekstur poikilokristalik (*poikilocrystalline texture*). Kemas seperti itu dapat ditemukan dalam sebagian batupasir, ketika semen kalsit memiliki orientasi kristal yang seragam dan menyelubungi banyak butiran pasir. Kristal-kristal barit juga dapat mengelilingi butir-butir pasir seperti itu.

Bentuk unsur-unsur kristal dapat dicandra berdasarkan kesempurnaan muka kristal eksternal dan kesimetriannya. Kristal-kristal yang tidak memperlihatkan muka kristal disebut kristal anhedral; kristal-kristal yang memperlihatkan muka kristal yang sempurna disebut kristal euhedral; sedangkan kristal-kristal yang tidak memperlihatkan muka kristal secara lengkap disebut kristal subhedral.

Aspek lain yang penting untuk dicandra adalah khuluk batas antar kristal dalam agregat kristalin. Batas-batas antar unsur kristal dapat lurus (*straight*), melengkung (*curved*), seperti teluk (*embayed*), berbentuk bulan sabit (*scalloped; cusped*), atau sutura (*sutured*). Kebenaan batas-batas kristal itu telah dibahas oleh Spry (1969) dan pembahasan batas-batas kristal dalam kaitannya dengan kemas kristalin telah disajikan oleh Bathurst (1971) dan Folk (1965a). Karakter batas kristal dapat memberi petunjuk mengenai umur relatif mineral atau dapat digunakan sebagai kriteria pelarutan timbal balik (batas-batas mikrotilolitik), *replacement*, korosi (*corrosion; embayment*), dsb.

3.5.1.2 Kemas Semen

Kemas semen (*cement fabric*) adakan kemas pengisi ruang pori. Dalam kaitannya dengan hal inilah kemas kristalin dari sedimen berbeda dengan kemas kristalin batuan metamorf. Ada dua kasus yang mungkin muncul. Pada kasus pertama, kerangka bersifat lembam (*inert*) dan tidak bereaksi dengan semen atau dengan larutan yang menjadi material asal dari semen. Pada kasus kedua, rangka bereaksi dengan semen dan rangka itu sendiri ikut berubah. Pada kasus rangka lembam, akan terjadi presipitasi mineral pada permukaan partikel. Mineral itu tumbuh secara bebas ke arah ruang pori. Secara umum, material yang dipresipitasikan membentuk deretan kristal yang tumbuh pada dinding ruang pori. Kristal-kristal itu cenderung tumbuh ke arah luar, menuju bagian tengah ruang pori;

sebagian kristal tumbuh lebih baik dan menahan pertumbuhan kristal lain (gambar 3-43). Kristal-kristal yang tumbuh pada permukaan partikel yang berbeda-beda akhirnya akan saling bertemu dan ruang pori akan terisi seluruhnya oleh material penyemen. Pada kasus lain, mineral penyemen (kalsit atau barit) membentuk satuan-satuan kristal berukuran besar yang tidak berhubungan dengan sistem ruang pori dan semen itu kemudian mendapatkan orientasi optik dan kristal yang seragam pada suatu wilayah yang relatif luas dan yang menutupi partikel-partikel detritus. Tekstur yang dibentuk pada kasus yang disebut terakhir ini disebut tekstur poikiloblas (*poikiloblastic texture*).

Ketika butiran-butiran rangka bersifat reaktif, akan terbentuk kemas semen yang berbeda. Pada beberapa kasus, butiran-butiran rangka tumbuh atau bertambah besar akibat dipresipitasikannya material baru pada partikel-partikel itu dari larutan pengisi ruang pori. Pada kasus ini, partikel-partikel rangka itu pada dasarnya merupakan sebuah “bibit kristal” dan menjadi inti dari kristal yang tumbuh. Proses seperti itulah yang menyebabkan terjadinya “*secondary enlargement*” pada kuarsa dan felspar, bahkan kalsit pada beberapa pasir krinoid. Dengan cara itu, semen menjadi kelanjutan optik dan kristalografi dari partikel-partikel rangka. Produk akhirnya adalah tekstur granuler kristalin. Pada kasus lain, partikel-partikel rangka terkorosi oleh semen dan sebagian diantaranya kemudian digantikan oleh material penyemen. Pada kasus-kasus ekstrim, partikel-partikel rangka yang tidak stabil terdegradasi bahkan terdekomposisi dan kemudian membentuk agregat mikrokristalin. Detritus karbonat pada banyak batugamping memperlihatkan cincin mikrit. Partikel-partikel batuan dalam sebagian batupasir menghasilkan apa yang oleh Dickinson (1970) disebut sebagai epimatriks (*epimatrix*).

3.5.1.3 Kemas Rekristalisasi

Banyak batuan sedimen mengalami rekristalisasi di bawah kondisi tekanan dan temperatur normal. Hal itu terutama terjadi pada batuan karbonat, meskipun tidak jarang terjadi pula pada gipsum, anhidrit, bahkan pada rijang. Cangkang aragonit dan rangka organisme serta semen mengalami rekristalisasi menjadi kalsit. Perubahan gipsum menjadi

anhidrit, atau sebaliknya, merupakan suatu contoh yang baik dari rekristalisasi. Tekstur mikrokristalin pada rijang juga diperkirakan terbentuk akibat neo-kristalisasi gel silika. Pada beberapa kasus, perubahan yang terjadi memang merupakan rekristalisasi murni (misalnya re-kristalisasi aragonit menjadi kalsit). Pada kasus lain, perubahan itu mencakup hidrasi dan dehidrasi (misalnya perubahan dari opal menjadi kalsedon atau perubahan gipsum menjadi anhidrit). Pada kasus yang lain lagi, ada penambahan material baru (misalnya perubahan kalsit menjadi dolomit).

Kristalisasi atau rekristalisasi pada *solid state* menghasilkan tekstur yang pada dasarnya merupakan tekstur “metamorf” atau tekstur kristaloblastik. Kristal-kristal yang tumbuh dengan cara itu cenderung banyak mengandung inklusi yang terkonsentrasi di bagian tengah kristal atau tersebar membentuk zona-zona tertentu dalam kristal itu. Sebagaimana pada kasus batuan metamorf, batuan yang kristalisasinya terjadi akibat perubahan-perubahan diagenetik akan memperlihatkan sisa-sisa tekstur dan struktur batuan asalnya. Sisa-sisa itu muncul karena tidak seluruhnya hancur oleh proses-proses reorganisasi pasca pengendapan. Laminasi, oolit, fosil, bahkan tekstur klastika mungkin masih dapat ditemukan dalam batuan tersebut.

Rekristalisasi mungkin berlangsung secara selektif (hanya melibatkan komponen-komponen tertentu), namun dapat pula pervasif (melibatkan seluruh komponen batuan). Konversi cangkang aragonit menjadi kalsit merupakan contoh dari rekristalisasi selektif, sedangkan dolomitisasi total merupakan contoh dari rekristalisasi pervasif. Meskipun rekristalisasi dapat menyebabkan berkurangnya ukuran partikel, namun proses itu pada umumnya menyebabkan bertambah kasarnya tekstur batuan.

Para ahli petrologi sedimen dihadapkan pada masalah-masalah yang sukar untuk dipecahkan, misalnya saja masalah per-bedaan antara epimatriks yang terbentuk akibat degradasi unsur-unsur rangka dengan matriks mikrokristalin (*microcrystalline matrix*) yang terbentuk akibat rekristalisasi lumpur yang terletak diantara partikel-partikel yang relatif besar. Matriks yang disebut terakhir ini dinamakan ortomatriks (*orthomatrix*) oleh Dickinson (1970). Semen kristalin kasar pada beberapa batugamping merupakan produk presipitasi

dalam sistem pori. Walau demikian, produk yang sama juga dapat terbentuk akibat rekristalisasi lumpur yang terletak diantara komponen-komponen batugamping. Dalam kaitannya dengan batuan non-karbonat, pertanyaan-pertanyaan seperti itu telah dikaji oleh Dickinson (1970). Untuk batuan karbonat, pertanyaan-pertanyaan sejenis dikaji oleh Folk (1965a) dan Bathurst (1971). Masalah-masalah itu akan dibahas lebih lanjut pada Bab 7 dan Bab 10.

Pada beberapa batuan, kristal-kristal baru tidak tumbuh secara sempurna. Material baru muncul dalam bentuk porfiroblas (*porphyroblast*) berukuran besar. Pada kasus lain, mineral-mineral baru tumbuh sebagai sfelurit berukuran renik.

3.5.1.4 Replacement Texture dan Paragenesis

Mineral-mineral yang dipresipitasikan secara kimia dan memperlihatkan tekstur atau kemas kristalin dapat terbentuk baik pada saat berlangsungnya pengendapan sedimen maupun setelah proses pengendapan sedimen itu berakhir. Mineral-mineral yang terbentuk pasca-pengendapan sedimen mungkin tumbuh pada ruang diantara komponen-komponen penyusun batuan, namun mungkin pula merupakan produk *replacement* mineral-mineral yang ada sebelumnya, baik mineral detritus maupun mineral kimia. Dengan demikian, jelas bahwa setiap usaha untuk memahami sejarah sedimen mensyaratkan kita untuk: (1) membedakan mineral detritus dengan mineral yang dipresipitasikan secara kimia; (2) menentukan umur relatif beberapa mineral yang dipresipitasikan secara kimia; dan (3) menentukan tempat pembentukan material yang dipresipitasikan secara kimia (apakah terbentuk dalam ruang antar partikel atau merupakan produk *replacement*). Untuk dapat melakukan hal-hal tersebut, setiap ahli petrologi akan memerlukan kriteria tertentu serta harus menerapkan kriteria itu dalam membaca sejarah batuan (Grout, 1932). Kriteria itu sebagian besar merupakan kriteria tekstur yang berkaitan dengan bentuk kristal, khuluk batas-batas partikel, dll.

Untuk memperoleh pemahaman yang menyeluruh mengenai sejarah suatu batuan, kita harus menentukan umur relatif dan paragenesis mineral-mineral yang ada dalam batuan

itu. Masalah paragenesis mineral, dan masalah *replacement* yang ber-kaitan dengannya, telah menarik perhatian para ahli petrografi dan ahli mineral bijih selama beberapa dasawarsa. Para ahli yang biasa menelaah mineral bijih telah memformulasikan banyak kriteria untuk memecahkan masalah umur relatif dan *replacement* (Bastin dkk, 1931; Bastin, 1950; Edwards, 1947). Karya-karya tulis para ahli itu sangat bermanfaat bagi kita yang memerlukan adanya kriteria paragenesis untuk menentukan secara tepat paragenesis mineral. Para pembaca disarankan untuk menelaah karya-karya tulis Grout, Bastin, dan beberapa ahli lain yang menyajikan kumpulan kriteria itu dan kemudian mengevaluasinya. Kriteria tersebut akan dapat lebih dipahami apabila kita menerapkannya pada kasus-kasus nyata.

Sebagian besar mikrotekstur dan kontak antar mineral yang ditemukan dalam batuan beku, batuan metamorf, dan bijih juga ditemukan dalam sedimen. Hubungan relatif antara dua mineral yang saling bersentuhan antara lain ditentukan oleh kemas batuan itu. Mineral-mineral dari rangka detritus jelas terbentuk lebih dahulu dibanding mineral-mineral yang terbentuk diantara rangka detritus itu. Walau demikian, sebagian ahli bersikukuh bahwa material penyemen terbentuk bersamaan dengan mineral detritus yang diikatnya (Krynine, 1941). Mineral-mineral pengisi lubang, retakan, dan ruang pori jelas terbentuk belakangan dibanding rangka batuan. Apabila ada beberapa mineral mengisi ruang yang sama, maka umur relatif dari mineral-mineral itu ditentukan berdasarkan kontak antar mineral itu. Secara umum, mineral muda akan menempati ruang yang tidak terisi oleh mineral tua atau mineral muda itu menggantikan posisi mineral tua. Karena mineral paling tua terbentuk pada ruang kosong atau ruang yang terisi oleh fluida, maka perawakannya akan euhedral; mineral-mineral lain yang terbentuk kemudian akan mengisi ruang-ruang yang belum terisi diantara mineral-mineral tua dan, oleh karena itu, akan berbentuk anhedral. Sayang sekali, perawakan mineral bukan merupakan kriteria penentuan umur relatif yang selalu benar. Jika kristal euhedral terbentuk akibat *replacement*, mineral itu dapat terbentuk kemudian dibanding mineral lain yang ada disekelilingnya. Kuarsa euhedral yang ditemukan dalam beberapa batugamping merupakan contoh terbaik dari kasus yang disebut terakhir ini.

Karena itu, kita perlu berhati-hati dalam membedakan euhedra yang terbentuk oleh pertumbuhan dalam suatu medium fluida dengan euhedra yang terbentuk akibat *replacement* dalam matriks padat.

Banyak kriteria dapat digunakan untuk mengenal mineral yang terbentuk akibat *replacement*. Kriteria itu antara lain kristal automorf yang memotong struktur lama, misalnya perlapisan, fosil, atau oolit. Mineral yang terbentuk akibat *replacement* mengandung inklusi material yang digantikannya. Sisa-sisa material lama yang tidak tergantikan itu dapat memperlihatkan satu orientasi kristalografi yang sama atau tersebar dalam suatu pola relik atau *ghost pattern*. Kontak teluk (*embayed contact*), serta residu yang terisolasi oleh *embayment* yang ekstrim, merupakan indikasi dari hubungan *replacement*. Hal yang agaknya merupakan kriteria terbaik dari *replacement* adalah pseudomorfisme (*pseudomorphism*). *Pseudomorphic replacement* pada struktur organik (fosil kayu, cangkang organisme, dsb) serta pseudomorf kristal (pseudomorf silika pada dolomit, misalnya saja) sering ditemukan dan merupakan bukti konklusif dari *replacement*. Peneliti yang cerdas akan dapat menemukan kriteria lain dan kemudian memanfaatkannya untuk menentukan umur relatif dan *replacement*. Kriteria baru itu hendaknya dievaluasi secara hati-hati dan seksama.

3.5.1.5 Kemas Urat

Urat memiliki tekstur dan struktur yang sangat beragam. Urat kuarsa telah dibahas secara mendetil oleh Adams (1920), sedangkan urat karbonat telah dibahas panjang lebar oleh Grout (1946).

Pada beberapa retakan, sebagian wilayahnya terisi oleh material kristalin ekuigranuler, sedangkan sebagian lain berupa lubang-lubang kosong. Urat-urat kuarsa, kalsit, dan gipsum yang seratnya berpotongan sering ditemukan di alam dan disusun oleh kristal-kristal berserat yang terletak tegak lurus terhadap dinding urat. Sebagian diantara urat itu terdeformasi. Struktur sisir (*comb structure*) mirip dengan struktur tersebut, namun tidak disusun oleh kristal berserat, melainkan oleh kristal prisma. Di beberapa tempat, kristal

itu memperlihatkan pembesaran ke arah luar (relatif dari titik asalnya pada dinding retakan). Gejala itu disebut struktur flamboyan (*struktur flamboyant*). Struktur itu dapat berkembang lebih jauh membentuk pola radial.

3.5.2 Oolit, Sfelurit, dan Peloid

Banyak sedimen mengandung benda-benda yang bentuknya lebih kurang seperti bola. Benda-benda itu disusun oleh mineral yang beragam serta memiliki struktur internal yang juga bervariasi. Benda-benda yang dimaksud adalah: (1) oolit (*oolite*) atau kadang-kadang disebut juga *oolith*, ooid, atau ovulit (*ovulite*); (2) pisolit (*pisolite*) yang kadang-kadang disebut juga oolit-semu (*pseudo-oolite*) atau oolit-palsu (*false oolite*); (3) peloid; (4) spastolit (*spastolith*); dan (5) sfelurit (*spherulite*).

3.5.2.1 Oolit dan Pisolit

Suatu batuan dikatakan memiliki tekstur oolitik (*oolitic texture*) apabila batuan itu terutama disusun oleh oolit. Oolit adalah benda berbentuk bola atau hampir berbentuk bola dengan diameter 0,25–2,00 mm (umumnya berdiameter 0,5–1,0 mm) serta terbentuk akibat akresi. Benda yang bentuk dan asal-usulnya sama dengan oolit, namun diameternya > 2,00 mm disebut pisolit. Meskipun oolit umumnya berbentuk bola, namun ada pula oolit elipsoidal. Oolit yang ada dalam satu batuan biasanya memiliki bentuk dan ukuran yang seragam. Batuan yang mengandung oolit memiliki umur yang beragam, mulai dari Prakambrium sampai Holosen.

Oolit sejak lama telah menarik perhatian para ahli petrografi dan dewasa ini telah tersedia literatur yang banyak mengenai oolit. Untuk mengetahui lebih jauh mengenai oolit ini, pembaca dipersilahkan untuk menelaah karya tulis Rothpletz (1892), Barbour & Torrey (1890), Linck (1903), Brown (1914), Bucher (1918), Carozzi (1957, 1961a, 1961b, 1963), serta Monaghan & Lytle (1956). Selain itu, perlu juga ditelaah berbagai makalah yang khusus membahas tentang endapan endapan oolit purba atau oolit masa kini, seperti endapan oolit yang ditemukan di Bahama (Newell dkk, 1960). Terakhir, ada beberapa

makalah yang perlu dirujuk untuk mengetahui masalah tata peristilahan yang berkaitan dengan oolit (DeFord & Waldschmidt, 1946; Flügel & Kirchmayer, 1962).

Istilah oolit digunakan baik untuk benda konkresioner seperti yang telah disebutkan di atas, sekaligus untuk batuan yang terutama disusun oleh benda-benda konkresioner tersebut. Untuk menghindarkan terjadinya kerancuan, sebagian ahli memakai istilah *oolith* untuk menamakan benda-benda konkresioner seperti tersebut di atas, sedangkan batuan yang terutama disusun oleh *oolith* mereka namakan *oolite* (DeFord & Waldschmidt, 1946). Walau demikian, akhiran *-lith* digunakan oleh beberapa peneliti untuk menamakan batuan (seperti pada kasus *biolith* dan *calcilithite*). Karena itu, istilah *oolith* juga taksa. Untuk benda yang sama digunakan pula istilah *oid*, *oide* (Kalkowsky, 1980), dan *ovulite* (Deverin, 1945). Twenhofel (1950) mencoba untuk menghindarkan masalah kerancuan tersebut dengan menggunakan istilah *oolite* untuk benda konkresioner tersebut di atas, sedangkan untuk menamakan batuan yang disusun oleh oolit digunakan kata sifat oolitik. Istilah-istilah seperti rijang oolitik (*oolitic chert*), batugamping oolitik (*oolitic limestone*), dsb agaknya memang memiliki pengertian yang cukup jelas.

Carozzi (1957) membedakan oolit dari *superficial oolite* (suatu mineral atau partikel sisa organisme yang diselimuti oleh satu lapisan konsentris). Jika jumlah lapisan konsentris itu paling tidak dua buah, maka benda itu merupakan oolit asli. *Superficial oolite* dapat tertukar dengan partikel gampingan yang mengandung cincin-cincin mikrit yang tersusun secara ketat. Dalam beberapa kasus, partikel gampingan itu merupakan produk mikritisasi periferan pada suatu butiran asli, bukan akibat penambah-an lapisan-lapisan baru sebagaimana pada kasus oolit.

Oolit palsu (*false oolite*) atau oolit semu (*pseudo-oolite*) adalah butiran kalsium karbonat yang tidak memiliki struktur internal. Butiran itu dapat berupa pelet kotoran (*fecal pellet*) atau *degraded oolite* yang kehilangan struktur internalnya akibat mikritisasi. Bahkan, sebagian diantaranya merupakan intraklas dari batugamping mikrit yang terhancurkan. Untuk partikel-partikel yang menimbulkan ketaksaan seperti itu McKee & Gutschick (1969)

menerapkan istilah peloid. Istilah ini agaknya baik digunakan untuk menamakan partikel yang mirip dengan oolite, namun asal-usulnya tidak diketahui secara pasti.

Pada penampang melintang, oolite memperlihatkan struktur konsentris, radial, atau gabungan konsentris dan radial. Oolite tampaknya tumbuh dari bagian tengah ke luar. Dalam banyak kasus, pertumbuhan itu dimulai dari sebuah inti, misalnya satu butiran kuarsa atau cangkang organisme berukuran kecil. Dalam kasus lain, tidak terlihat adanya inti. Hal itu mungkin terjadi karena sayatan tidak melalui inti atau karena inti itu memang tidak ada. Dalam beberapa ooid, interupsi struktur konsentris, akibat pemotongan atau akibat erosi tubuh asalnya, dapat diikuti oleh regenerasi atau pertumbuhan baru (Carozzi, 1961a). Hasilnya adalah suatu “ketidakselarasan” antara lapisan-lapisan konsentris luar dengan lapisan-lapisan konsentris dalam. Pada ooid lain, lapisan-lapisan itu berupa material aragonit mikrokristalin yang tidak memperlihatkan pengarahannya. Hanya sedikit ooid yang memperlihatkan struktur komposit. Sebagian ooid juga memiliki beberapa pusat pertumbuhan.

Spastolite (*spastolite*) adalah ooid yang terdistorsi (Rastall & Hemingway, 1941). Sebagian ooid, terutama *chamosite ooid*, terpipihkan, terpilin, atau berubah bentuknya menjadi tidak beraturan. Sebagian besar ooid itu tebal di bagian tengah, namun menipis dan meruncing ke bagian pinggir (gejala itu disebut *delphiniformig* oleh Berg, 1944). Sebagian kecil diantaranya mengalami penipisan di bagian tengah dan penebalan di bagian pinggir (gejala itu disebut *knockenformig* oleh Berg, 1944). Distorsi pada ooid dinisbahkan pada kondisi ooid yang masih lunak sewaktu terkubur (Taylor, 1949). Karena itu, *chamosite ooid* dipandang merupakan gejala primer. Sebagian ooid gampingan memperlihatkan efek-efek *syndimentary deformation* (Cayeux, 1935; Carozzi, 1961b). Ooid sudah barang tentu dapat dikenai pemipihan dan pemanjangan oleh gaya-gaya tektonik yang menyebabkan terdeformasinya batuan dan struktur internalnya (Cloos, 1947). Bentuk paling aneh dari ooid yang terdistorsi adalah ooid yang memperlihatkan *arcuate apophyse* serta ooid-ooid yang dihubungkan oleh *apophyse* seperti itu (Cayeux, 1935; Carozzi, 1961b). Asal-usul rantai ooid itu tidak terlalu jelas. Selain itu, rantai ooid agaknya

merupakan ciri khas dari ooid non-gampingan, meskipun beberapa ahli melaporkan adanya rantai ooid yang disusun oleh material gampingan.

Diagenesis menyebabkan hilangnya sebagian atau seluruh struktur ooid. Rekristalisasi dapat terjadi dan menyebabkan munculnya tekstur granoblastik (*granoblastic texture*) yang mungkin mengandung jejak-jejak inklusi yang menandai struktur konsentris asli. Hal itu sering ditemukan jika ooid asal disusun oleh aragonit dan kemudian terekristalisasi menjadi kalsit. Pada kasus istimewa, bagian interior ooid menjadi satu kristal kalsit tunggal yang menempati seluruh bagian interior itu. Pada kasus lain, ooid terkonversi menjadi karbonat mikrokristalin padat (mikrit), dimana hampir seluruh struktur konsentris yang semula ada menjadi terhapus. Ooid seperti itu seringkali tertukar dengan pelet atau intraklas mikrit (*micritic intraclast*). Salah satu modifikasi diagenetik yang menarik adalah pelarutan sebagian atau seluruh ooid, dimana hasilnya berupa ruang kosong yang kemudian terisi oleh kristal yang tumbuh mulai dari bagian tepi ruang itu ke arah dalam. Pada kasus istimewa, dapat terbentuk ooid tengah-bulan (*“half-moon ooid”*) yang terbagi atas dua bagian: bagian bawah lebih padat dan disusun oleh mikrit; bagian atas berupa *coarse sparry mosaic* (Carozzi, 1963). Modifikasi diagenetik lain melibatkan penggantian ooid asli oleh material lain, misalnya silika. Dolomitisasi merupakan tipe modifikasi diagenetik yang paling sering terjadi. Dolomit pada mulanya muncul sebagai euhedra rhombohedral dalam ooid. Rhombohedra seperti itu terletak melintang, relatif terhadap struktur konsentris, bahkan dapat memotong batas-batas ooid.

Sebagian besar ooid yang terbentuk pada masa sekarang disusun oleh aragonit, meskipun sebagian diantaranya terinversi menjadi kalsit sewaktu masih berada dalam lingkungan pengendapannya (Eardley, 1938). Inversi dapat menyebabkan hilangnya struktur asli dari ooid serta menyebabkan berubahnya ooid menjadi benda mikritik yang padat atau, pada kasus tertentu, berubah menjadi mosaik kalsit yang kasar. Lebih umum lagi, ooid berubah menjadi material kalsitik yang berstruktur radial. Hal itu sering ditemukan dalam batugamping oolitik purba. Di bawah mikroskop bersilang, baik ooid kalsit maupun ooid aragonit sama-sama terlihat padam. Pada kasus ooid aragonit, hal itu merupakan gambaran

interferensi semu dari kristal sumbu-satu yang disebabkan oleh orientasi tangensial jarum-jarum aragonit, sedangkan pada kasus ooid kalsit hal itu merupakan gambaran interferensi semu dari kristal sumbu-satu yang disebabkan oleh orientasi radial dari serat-serat kalsit.

“Fosil” oolit juga dapat disusun oleh silika, dolomit, hematit, pirit, dsb. Sebagian diantara oolit itu terbentuk akibat *replacement* oolit gampingan; sebagian lain mungkin merupakan endapan primer. Sebagaimana telah dikemukakan di atas, dolomit merupakan material utama yang dapat menggantikan oolit gampingan. Silika juga dapat menjadi material pengganti oolit gampingan, baik pada saat sebelum maupun sesudah dolomitisasi. Bukti-bukti bahwa oolit silika merupakan endapan sekunder antara lain adalah pseudomorf rijang terhadap rhombohedra dolomit, *secondary enlargement* inti kuarsa detritus pada beberapa oolit yang memiliki cincin inklusi karbonat tipis pada batas antar butir, serta *quartz overlay* yang mengindikasikan penjebakan (*entrapment*) matriks gampingan pada saat berlangsungnya *overgrowth*. Bukti-bukti lain (Henbest, 1968) mencakup *encroachment* dari kristal-kristal kuarsa dalam struktur ooid dan “*hybrid*” ooid yang sebagian merupakan material karbonat dan sebagian lain merupakan rijang dengan bidang batas yang memotong struktur konsentris asli. Sejarah diagenetik sebagian oolit silikaan sangat kompleks (Choquette, 1955).

Tidak semua ooid non-gampingan merupakan produk *replacement*. Meskipun asal-usulnya belum diteliti, namun data petrologi menunjukkan bahwa ooid fosfat (*phosphatic ooid*) dan batubesi oolit (*oolitic ironstone*), khususnya *chamosite ironstone*, merupakan endapan primer.

Banyak teori telah diajukan untuk menjelaskan pembentukan oolit dan pisolit. Sebagian teori menyatakan adanya intervensi organisme, baik secara langsung maupun tidak langsung, khususnya ganggang (Rothpletz, 1892). Teori-teori lain menyatakan perlunya suatu medium gel (Bucher, 1918). Teori-teori yang lain lagi mengasumsikan bahwa pisolit terbentuk akibat penggantian material detritus yang bukan oolit. Sebagian benda yang berstruktur konsentris dan berukuran relatif besar dapat dipastikan merupakan “pisolit ganggang”, suatu tipe onkolit (*oncolite*). Sebagian benda yang berstruktur konsentris dan

berukuran relatif besar, seperti yang ditemukan dalam bauksit pisolit (*pisolitic bauxite*) dan sebagian *feruginous laterite*, mungkin merupakan produk penggantian material non-oolit. Walau demikian, sebagian besar oolit gampingan dan kebanyakan oolit non-gampingan agaknya merupakan produk presipitasi langsung dari larutan dalam lingkungan yang memungkinkan partikel-partikel dapat menggelinding dengan bebas. Eratnya asosiasi antara oolit dengan partikel-partikel kuarsa detritus, adanya gejala lapisan silang-siur dalam banyak batugamping oolitik, serta pemilahan endapan seperti itu mengindikasikan akumulasi dalam suatu medium turbulen. Illing (1954), yang membahas masalah oolit gampingan, menyimpulkan bahwa pasir oolit Bahama yang terbentuk pada masa sekarang hanya ditemukan pada tempat-tempat dimana sedimen dikenai oleh aksi arus pasut yang kuat dan bahwa oolit terbentuk pada tempat-tempat dimana air laut yang relatif dingin bergerak ke dalam *bank* dangkal dan kemudian terpanaskan untuk menjadi lewat jenuh akan kalsium karbonat. Baik ganggang maupun organisme lain tidak memegang peranan apapun dalam pembentukan oolit, namun sebagian ganggang pembor mungkin memegang peranan dalam penghancurannya jika massa oolit itu tersingkap dalam suatu lingkungan “mati”, di tempat mana oolit itu tidak lagi berada dalam keadaan bergerak (Illing, 1954). Hasil-hasil pengamatan Illing dan berbagai kesimpulan yang ditariknya mendapatkan dukungan dari peneliti lain seperti Newell & Rigby (1957) serta Newell dkk (1960).

Meskipun para ahli telah sampai pada suatu konsensus bahwa ooid merupakan produk presipitasi dalam lingkungan turbulen laut-dangkal, namun ada beberapa fakta yang kontradiktif. Freeman (1962), misalnya saja, menyatakan adanya pelet akresi (*accretionary pellet*), yang dia sebut oolit, memperlihatkan pertumbuhan lapisan-lapisan yang pola pertumbuhannya tidak konsentris terhadap inti partikel itu. Benda yang agak tidak beraturan, tidak berbentuk bola, dan tidak memiliki permukaan licin sebagaimana oolit, namun memiliki pola pertumbuhan asimetris, seperti itu ditemukan pada wilayah-wilayah perairan-dangkal di Laguna Madre, Texas. Sebagian batugamping oolit (*oolitic limestone*) memperlihatkan kehadiran ooid yang tertanam dalam matriks mikrit. Kehadiran matriks itu

jelas tidak sesuai untuk lingkungan turbulen energi-tinggi sebagaimana yang diasumsikan sebagai tempat pembentukan oolit.

3.5.2.2 Sfelurit

Istilah sfelurit (*spherulite*) digunakan untuk setiap benda berbentuk bola dan memiliki struktur radial. Beberapa benda konkresional merupakan benda sfeluritik. Banyak oolit juga sferulitik. Namun, sebagaimana telah dijelaskan di atas, struktur radial yang ada dalam oolit merupakan gejala pertumbuhan sekunder (Eardley, 1938). Istilah sfelurit dalam tulisan ini digunakan untuk menamakan benda-benda renik berbentuk hampir seperti bola dan memiliki struktur radial *in situ*. Benda-benda itu agak mirip dengan benda sferulitik yang terbentuk akibat devitrifikasi gelas sebagaimana yang biasa ditemukan dalam lava sfeluritik. Dalam batugamping, kita dapat menemukan sfelurit kalsedon dan sfelurit kalsit (Muir & Walton, 1957). Berbeda dengan oolit, sfelurit memiliki permukaan yang agak tidak beraturan. Selain itu, jika pusat-pusat pertumbuhan terlalu berdekatan, maka dapat terjadi interferensi antar benda-benda itu. Jika interferensi seperti itu banyak terjadi, maka sfelurit yang sedang tumbuh itu akan membentuk polihedra dengan pembedaan tertutup. Oolit dapat pecah, dan pecahan-pecahan itu akan menjadi inti dari oolit baru. Hal seperti itu tidak mungkin terjadi pada sfelurit. Sebagian dari yang disebut sebagai “pisolit polihedra” (*polyhedral pisolite*) sebenarnya merupakan sfelurit (Shrock, 1930).

3.6. KEMAS BIOGENIK

Banyak fosil berperan sebagai bagian integral dari batuan sedimen. Fosil dapat berfungsi sebagai komponen minor dari batuan, namun dapat pula merupakan komponen dominan sebagaimana yang terjadi pada beberapa jenis batugamping. Tugas kita disini bukan menelaah aspek-aspek biologi (taksonomi), bentuk fosil (morfologi), atau kebenaran stratigrafinya, melainkan menelaah fosil sebagai komponen batuan. Setiap ahli petrologi hendaknya mampu mengenal fosil dalam sayatan tipis dan—berdasarkan komposisi, preservasi, dan cara fosil itu hadir dalam batuan—mengambil informasi penting mengenai asal-usul batuan dimana fosil itu berada.

Dalam tulisan ini kita juga tidak menunjukan perhatian pada struktur berskala besar yang terbentuk secara organik. Terumbu, misalnya saja, merupakan tubuh batuan sedimen dan akan dibahas pada Bab 5. Disini kita juga tidak akan membahas berbagai jenis *track*, *trail*, lubang galian (*burrow*), modifikasi perlapisan yang disebabkan oleh gangguan bioturbasi, atau bentuk-bentuk lapisan pertumbuhan (stromatolit) yang dinisbahkan pada organisme (struktur sedimen biogenik seperti itu akan dibahas pada Bab 4). Disini perhatian kita akan ditujukan pada fosil dan detritus fosil; pada pengenalan komponen sedimen yang berupa rangka organisme. Kita ingin mengetahui asal-usul rangka organik, yakni organisme yang bertanggungjawab terhadap fragmen-fragmen itu, apakah ganggang, foraminifera, koral, dsb.

Meningkatnya ketertarikan para ahli terhadap petrologi batugamping selama dua dasawarsa terakhir telah memicu banyak pertanyaan mengenai hal-hal tersebut di atas. Meskipun Sorby (1879) merupakan orang pertama yang mengungkapkan khuluk petrografi sisa-sisa organisme, namun topik itu baru menarik perhatian para ahli baru-baru ini. Pada bagian ini akan disajikan sebuah ikhtisar mengenai topik itu. Pembahasan yang lebih mendalam dapat ditemukan dalam karya tulis Majewske (1969) serta Horowitz & Potter (1971).

3.6.1 Komposisi dan Modus Preservasi

Fosil merupakan bukti kehidupan purba. Fosil dapat terkubur sebagai sisa-sisa organisme yang tidak berubah, misalnya sebagai struktur organik yang resisten—tulang, gigi, dan cangkang. Sebagian besar cangkang dan struktur lain pada mulanya merupakan senyawa kalsium karbonat dengan kadar magnesium dan unsur-unsur minor lain yang beragam. Cangkang dan struktur lain merupakan senyawa fosfatik, silikaan, atau *chitinoid*.

Sisa-sisa organik dapat berubah dengan tingkat perubahan yang beragam. Sebagian cangkang karbonat terlindi (*leached*); sebagian lain mengalami rekristalisasi dan kehilangan struktur internalnya; tulang dan material sejenis dapat mengalami pengayaan unsur F. Sisa-sisa organik seperti selulosa dapat mengalami degradasi hebat dan dalam batuan tua hanya ditemukan dalam wujud film karbon. Hal itu juga berlaku pada jaringan tumbuhan dan sebagian *chitinous materials*. Bagian lunak tubuh binatang bahkan dapat mengalami alterasi hebat. Fosil seperti itu tidak lebih dari sekedar film karbon yang tersisa setelah kehilangan unsur-unsur volatil di bawah kondisi anaerob. Fosil tumbuhan yang mengalami karbonisasi banyak ditemukan dalam serpih yang berasosiasi dengan lapisan batubara. Banyak pula kayu yang mengalami karbonisasi ditemukan dalam lapisan serpih dan pasir. Pada beberapa kasus, sebagaimana yang terjadi pada “arang kayu” (*charcoal; fusain*) dan “bola batubara” (*“coal ball”*) (Stopes & Watson, 1909), dinding sel-sel tumbuhan mengalami karbonisasi, sedangkan sel-selnya sendiri terisi oleh mineral, biasanya kalsit. Sebagian sisa tumbuhan dapat terawetkan dengan indah. Sebagian fosil graptolit terawetkan sebagai film-film karbon dalam batusabak dan serpih hitam Ordovisium.

Struktur organik mungkin tergantikan seluruhnya sedemikian rupa sehingga komposisi fosil sewaktu ditemukan jauh berbeda dengan komposisi asalnya. Proses penggantian seperti itu (petrifikasi) sebenarnya merupakan segregasi-segregasi mineral minor penyusun batuan sehingga memiliki kebenaran geokimia yang sama dengan konkresi, nodul, dan benda-benda lain yang mirip dengan itu. Silika, karbonat, dan sulfida besi merupakan tipe-tipe material pengganti yang sering ditemukan. Penggantian itu sendiri dapat berlangsung dengan tingkat preservasi yang cukup mendetil.

Dalam banyak kasus, struktur organik asli maupun struktur pengganti tidak ditemukan. Apa yang ditemukan hanya lubang bekas kehadiran struktur organik, yang disebut *mold*. *Mold* itu terbentuk akibat hilangnya struktur asal akibat pelarutan. *Mold* memperlihatkan bentuk dan ornamentasi benda asalnya. Jika *mold* itu kemudian terisi oleh material lain, maka benda yang dihasilkan oleh pengisian itu disebut *cast*. *Cast* juga dapat memperlihatkan bentuk luar (namun tidak bentuk dalam) dari fosil asli. Benda yang terbentuk akibat pengisian lubang di bagian interior fosil sering disebut “*cast of interior*”. Dalam pengertian terbatas, benda itu merupakan *internal mold*.

Pelet kotoran (*fecal pellet*) adalah kotoran (terutama invertebrata) yang ditemukan dalam endapan bahari masa kini dan kadang-kadang juga dalam endapan purba, dimana pelet itu telah mengalami litifikasi (Moore, 1939; Dapples, 1942). Sebagian besar pelet merupakan produk organisme pemakan lumpur sehingga pelet umumnya disusun oleh partikel-partikel lempung dan lanau yang direkatkan satu sama lain oleh zat organik. Banyak pelet lunak kemudian mengalami disintegrasi, sedangkan sebagian lain termineralisasi dan menjadi bagian integral dari sedimen. Pada beberapa kasus, sebagian besar (30–50%) endapan sedimen disusun oleh pelet. Pelet dapat tertransformasi menjadi glaukonit atau mengalami piritisasi. Pelet juga dapat menjadi bagian dalam dari akumulasi fosfat. Pelet kotoran yang paling sering ditemukan adalah pelet berbentuk telur dan berukuran kecil (panjangnya 1 mm atau kurang dari itu). Pelet seperti itu banyak dilaporkan kehadirannya dalam sedimen purba, terutama batugamping. Walau demikian, benda seperti itu tidak dapat selalu diketahui asal-usulnya sebagai kotoran. Pelet yang lebih jarang ditemukan adalah pelet memanjang dengan ornamen transversal dan/atau longitudinal. Sebagian besar pelet kotoran tidak memiliki struktur internal dan dalam banyak kasus sering teridentifikasi sebagai benda anorganik.

Koprolit (*coprolite*) adalah benda berukuran besar yang asal-usulnya mirip dengan pelet kotoran. Orang yang pertama-tama mengenal asal-usul koprolit agaknya Buckland (1835). Dia menemukan koprolit dalam endapan Lias di Inggris (Folk, 1965b). Literatur mengenai koprolit telah dikaji secara mendalam oleh Amstutz (1958).

Koprolit biasanya berwarna coklat muda, coklat tua, atau hitam, bentuknya seperti telur (*ovoid*) hingga memanjang, panjang-nya 1–15 cm, dengan permukaan yang dicirikan oleh konvolusi anular. *Striation* longitudinal atau *groove* jarang ditemukan dalam koprolit. Material berserat yang berwarna coklat dalam koprolit umumnya merupakan material fosfatik dan secara optik bersifat isotrop dengan indeks refraksi mendekati indeks refraksi kolofan (*collophane*) (1,58–1,62). Bradley (1946) menunjukkan bahwa koprolit dalam Bridger Formation (Eocene) di Wyoming kemungkinan merupakan karbonat-apatit (*francolite*). Koprolit yang diteliti oleh Amstutz berkomposisi limonitik dengan inti sideritik, dari bagian mana limonit diperkirakan berasal. Jelas bahwa siderit itu menggantikan material asli penyusun koprolit itu. Koprolit merupakan material penyusun batuan sedimen yang relatif jarang ditemukan. Salah satu pengecualiannya adalah endapan terestrial Tersier yang banyak mengandung sisa-sisa mamalia.

3.6.2 Petrologi Fosil

Para ahli petrografi sering menemukan komponen-komponen granuler sedimen yang berupa sisa-sisa invertebrata, terutama dalam batugamping. Sebagian batuan terutama disusun oleh fosil tersebut. Karena itu, setiap ahli petrografi hendaknya mampu mengenal fragmen-fragmen fosil itu dan, jika memungkinkan, menentukan kategori organisme tersebut. Karena masalah ini sangat penting dalam kaitannya dengan batugamping, maka pembahasan yang lebih mendetil tentang petrologi fosil akan disajikan pada Bab 10.

BAB 4

SUSUNAN INTERNAL DAN STRUKTUR SEDIMEN

4.1 TINJAUAN UMUM DAN KLASIFIKASI

Berbeda dengan tekstur yang sebaiknya diamati pada sampel genggam atau sayatan tipis, struktur sedimen merupakan gejala yang sebaiknya diamati atau dipelajari pada singkapan. Tekstur berkaitan dengan hubungan antar butir dan akan terlihat dengan jelas di bawah mikroskop; struktur berkaitan dengan satuan-satuan yang lebih besar dan lebih jelas terlihat di lapangan. Dengan demikian, pemelajaran struktur sama tuanya dengan penelitian geologi. Struktur seperti lapisan silang-siur, gelembur, dan lekang kerut telah dijelaskan dalam tulisan-tulisan lama yang dibuat oleh para ahli geologi.

Struktur sedimen primer (*primary sedimentary structure*) digunakan sebagai indikator agen dan/atau lingkungan pengendapan. Struktur sedimen tertentu seperti *graded bedding* dan lapisan silang-siur digunakan untuk menentukan urutan stratigrafi dalam strata yang miring, vertikal, atau strata yang telah terbalik (Shrock, 1948). Akhir-akhir ini, struktur terarah (*directional structure*) dipakai untuk memetakan arus purba serta untuk menentukan kelerengan purba (*paleoslope*) dan jurus sedimentasi (*sedimentary strike*) (Pettijohn, 1962; Pettijohn & Potter, 1963). Para ahli juga memberi perhatian khusus pada struktur biogenik (iknofosil) yang dapat berperan sebagai indikator lingkungan pengendapan. Berbeda dengan fosil tubuh (*body fossil*), struktur biogenik (*biogenic structure*) tidak rentan terhadap perombakan atau pengangkutan (Seilacher, 1964a). Terakhir, para ahli untuk kesekian kalinya menelaah kembali struktur arus dan kondisi-kondisi aliran yang membentuknya (Middleton, 1965).

Meningkatnya kembali ketertarikan para ahli terhadap struktur sedimen muncul sebagai efek samping dari pemelajaran sedimen modern dan pemetaan arus purba. Penelitian-penelitian itu telah mendorong diterbitkannya sejumlah monograf mengenai berbagai aspek

struktur sedimen, misalnya atlas struktur sedimen (Khabakov, 1962; Potter & Pettijohn, 1964; Ricci Lucchi, 1970), manual struktur sedimen (Conybeare & Cook, 1968), serta monograf tentang struktur sedimen (Gubler dkk, 1966). Selain itu ada pula karya tulis yang khusus membahas kategori struktur sedimen tertentu, terutama struktur bidang perlapisan bawah (*sole marks*) (Vassovich, 1953; Dzulynski & Sanders, 1962; Dzulynski, 1963; Dzulynski & Walton, 1965) serta mengenai iknofosil dan struktur biogenik (Abel, 1935; Lessertisseur, 1955; Seilacher, 1964b). Perlu juga diketahui bahwa telah terbit berbagai proceedings simposium mengenai struktur sedimen primer dan tafsiran hidrodinamikanya (Middleton, 1965). Selain itu, tidak sedikit pula makalah yang membahas tentang struktur sedimen tertentu serta perlapisan (Andrée, 1915; Zhemchuzhnikov, 1940; Bruns, 1954; Birkenmajer, 1959; Botvinkina, 1959, 1962). Bahkan, sekarang telah terbit pula sebuah manual untuk mempelajari struktur sedimen, terutama sedimen yang ditemukan dalam sedimen bahari modern (Bouma, 1969).

Sejalan dengan makin meluasnya ketertarikan pada terhadap struktur sedimen, ada beberapa ahli yang mencoba untuk menyusun sistem tatanama dan skema klasifikasi struktur sedimen. Ada duaancangan yang dapat digunakan untuk meng-golongkan struktur sedimen: (1) ancasan morfologi; dan (2) ancasan genetik. Dengan ancasan pertama, para ahli mencoba untuk menggolongkan struktur sedimen berdasarkan bentuk atau geometrinya serta tempatnya dalam lapisan sedimen (pada bidang perlapisan atau dalam lapisan). Klasifikasi genetik mengelompokkan struktur sedimen berdasarkan proses-proses yang terlibat dalam pembentukannya, misalnya menjadi kelompok sedimen biogenik, hidrodinamik, dan rheologi (Nachtegaal, 1965; Elliott, 1966). Klasifikasi genetik didasarkan pada satu asumsi bahwa kita telah mengetahui secara pasti asal-usul setiap struktur sedimen. Asumsi seperti itu sudah barang tentu tidak selalu dapat terpenuhi. Selain itu, sebagian struktur sedimen demikian kompleks sehingga tidak mudah untuk menentukan asal-usulnya. Ada pula struktur sedimen yang pembentukannya melibatkan lebih dari satu proses. Contohnya adalah sidik seruling (*flute cast*) dan gelembur pasir (*sand ripple*) yang dikenai oleh deformasi pembebanan tidak lama setelah struktur itu terbentuk. Di lain pihak,

penggolongan yang murni didasarkan pada morfologi bukan tidak mengandung masalah. Gelembur dapat dianggap sebagai struktur pada bidang perlapisan, namun gelembur juga dapat memunculkan diri sebagai laminasi silang-siur mikro yang terletak pada tubuh lapisan. Bahkan lekang kerut sekalipun dapat berperan sebagai struktur pada bidang perlapisan atas, struktur pada bidang perlapisan bawah, maupun struktur dalam tubuh lapisan. Penggolongan yang murni bersifat morfologi (Conybeare & Crook, 1968) agak artifisial dan dapat menyebabkan termasukannya sejumlah struktur yang asal-usulnya beragam ke dalam satu kategori yang sama. Skema penggolongan yang murni bersifat morfologi dapat membantu kita dalam mengenal struktur sedimen, namun skema seperti itu tidak memberikan tambahan apapun pada pengetahuan kita.

Sebenarnya, akan lebih bermanfaat apabila kita menggunakan skema klasifikasi gabungan: genetik sekaligus morfologi. Mungkin akan lebih baik apabila kategori utama dari struktur sedimen merupakan kategori genetik, sedangkan kategori sekunder merupakan kategori morfologi. Dengan pemikiran seperti itu, struktur sedimen dapat dibedakan menjadi tiga kategori utama: yakni struktur sedimen fisik (*mechanical sedimentary structures; physical sedimentary structures*), struktur sedimen kimia (*chemical sedimentary structures*), dan struktur sedimen biogenik (*biogenic sedimentary structures; organic sedimentary structures*). Struktur fisik pada dasarnya merupakan struktur sedimen primer yang terbentuk pada saat pengendapan. Struktur fisik dapat merupakan struktur hidrodinamik (*hydrodynamic sedimentary structures*) yang terbentuk oleh arus atau struktur reologi (*rheologic sedimentary structures*) yang terbentuk akibat *hydroplastic synsedimentary deformation*. Struktur kimia terbentuk akibat proses-proses diagenetik pasca-pengendapan. Struktur biogenik terbentuk oleh organisme pada saat sedimennya diendapkan. Karena struktur kimia terbentuk setelah pengendapan dan karena umumnya tidak berkaitan dengan proses-proses sedimentasi, maka pembahasan mengenai struktur kimia akan disajikan pada Bab 12.

Secara umum, struktur sedimen tidak berkaitan dengan komposisi batuan atau litologi. Lapisan silang-siur dapat terbentuk dalam setiap material granuler yang tidak kohesif, tanpa

tergantung pada apakah material itu berupa pasir kuarsa atau pasir karbonat. *Graded bedding* dan struktur bidang perlapisan bawah sering ditemukan bukan saja dalam beberapa kategori batupasir, namun juga dalam beberapa kategori batugamping. Lapisan silang-siur dan gelembur hanya terbentuk dalam material granuler non-kohefif, sedangkan lekang kerut hanya terbentuk dalam lumpur kohefif. Stromatolit, dengan beberapa pengecuali-an istimewa, hanya muncul dalam batuan karbonat. Walau demikian, preservasi struktur sedimen sangat tergantung pada komposisi batuan. Struktur sedimen yang terbentuk pada permukaan lumpur argilit biasanya akan terekam sebagai cetakan di bagian bawah batupasir yang menindihnya. Walau demikian, apabila lumpur itu merupakan lumpur karbonat, struktur tersebut akan dipertahankan dan akan terlihat pada perlapisan atas lumpur karbonat itu. Karena itulah mengapa sebagian besar foto lekang kerut yang dipublikasikan selama ini menyajikan lekang kerut modern dalam lumpur argilit modern, sedangkan foto fosil lekang kerut biasanya berasal dari batugamping.

4.2 PERLAPISAN

Struktur sedimen primer yang hampir universal adalah perlapisan (*bedding*) atau stratifikasi (*stratification*). Bahkan, istilah “batuan berlapis” (*stratified rocks*) sebenarnya hampir sinonim dengan istilah “batuan sedimen” (*sedimentary rocks*), meskipun beberapa jenis sedimen tertentu seperti *tillite*, tidak memiliki stratifikasi internal dan meskipun beberapa jenis batuan beku tertentu, misalnya aliran lava, memperlihatkan gejala stratifikasi.

Perlapisan atau stratifikasi ditampilkan oleh satuan-satuan batuan yang secara umum berbentuk tabuler atau lentikuler. Setiap satuan batuan itu memiliki keseragaman litologi atau struktur sedemikian rupa sehingga berbeda dengan satuan lain yang berdampingan dengannya. Payne (1942) menggunakan istilah *stratum* untuk menamakan suatu *layer* “yang tebalnya lebih dari 1 cm... [dan] dapat dibedakan secara visual dari lapisan lain yang terletak di atas dan dibawahnya berdasarkan litologi, adanya bidang fisik

yang secara tegas memisahkan keduanya, atau oleh keduanya.” Istilah laminasi (*lamination*) digunakan untuk satuan strata yang mirip dengan stratum, namun ketebalannya kurang dari 1 cm. Payne (1942) lebih jauh mendefinisikan beberapa istilah yang sering digunakan untuk mencandra strata—yakni *fissile*, *shaly*, *flaggy*, dan *massive*—serta menyatakan limit-limit ketebalan untuk setiap istilah tersebut. McKee & Weir (1953) mencoba untuk memisahkan istilah-istilah yang dipakai untuk menyatakan ketebalan strata dengan istilah-istilah yang dipakai untuk menyatakan sifat penyubanan (*splitting properties*). Sebagaimana Payne (1942), McKee & Weir (1953) menamakan semua satuan strata yang ketebalannya kurang dari 1 cm sebagai laminasi, sedangkan satuan strata yang lebih tebal dari 1 cm disebut lapisan (*bed*). Lapisan yang ketebalannya 1–5 cm disebut lapisan sangat tipis; lapisan yang tebalnya 5–60 cm disebut lapisan tipis; lapisan yang ketebalannya 60–120 cm disebut lapisan tebal, sedangkan lapisan yang tebalnya lebih dari 120 cm disebut lapisan sangat tebal. Jika lapisan-lapisan itu terpecah-pecah ke dalam beberapa satuan yang ketebalannya lebih kurang sama, maka lapisan-lapisan itu berturut-turut dikatakan *flaggy*, *slabby*, *blocky*, dan *massive*. Apabila pecah, strata yang lebih tipis dari lapisan dikatakan berlaminasi (*laminated*) atau, jika setiap pecahan itu ketebalannya kurang dari 2 mm disebut berlaminasi halus (*thinly laminated*).

Otto (1938) mencoba untuk mendefinisikan dua satuan yang memiliki kebenaran genetik, yakni satuan sedimentasi (*sedimentation unit*) dan laminasi. Satuan sedimentasi didefinisikannya sebagai “ketebalan sedimen yang diendapkan di bawah kondisi-kondisi fisik yang relatif konstan”. Aliran arus di alam tidak pernah benar-benar seragam. Karena itu, misalnya saja, tidak ada satupun sedimen yang disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya persis seragam. Sebenarnya ada arus yang meng-endapkan ukuran partikel tertentu. Arus itu memiliki kecepatan rata-rata tertentu dan mengendapkan partikel dengan ukuran rata-rata tertentu untuk selang waktu tertentu. Satuan sedimentasi terbentuk pada selang waktu itu. Ketika arus berubah secara radikal, dan terbentuk suatu kondisi aliran baru, maka akan terbentuk satu satuan sedimentasi baru. Sudah barang tentu ada fluktuasi kecepatan arus dalam waktu singkat dan arus itulah yang bertanggungjawab terhadap

pembentukan laminasi atau “fasa” (Apfel, 1938) yang sedikit berbeda dengan laminasi lain yang berdampingan dengannya. Suatu *layer* pasir berlapisan silang-siur, misalnya saja, merupakan suatu satuan sedimentasi. *Layer* itu diendapkan pada kondisi yang pada dasarnya seragam. Arus pengendap *layer* itu memiliki kecepatan dan arah yang relatif seragam untuk satu selang waktu tertentu. Laminasi silang-siur merupakan rekaman fluktuasi kecepatan arus secara lokal dalam waktu singkat. Satuan lapisan silang-siur kedua yang terletak di atas lapisan silang-siur pertama, baik yang orientasinya sama maupun berbeda dengan lapisan silang-siur pertama, merupakan satuan sedimentasi lain yang terpisah dari satuan lapisan silang-siur pertama serta merekam suatu episode pengendapan baru yang berbeda dengan sebelumnya.

Menurut Otto (1938), pembedaan antara satuan sedimentasi dengan laminasi bukan terletak pada ketebalannya. Lapisan tahunan atau warwa pada danau *proglacial* Plistosen, meskipun umumnya memiliki ketebalan lebih dari 1 cm, namun sebagian diantaranya memiliki ketebalan kurang dari 1 cm. Karena itu, mungkin kurang logis apabila kita menggolongkan sebagian warwa sebagai lapisan dan sebagian lain sebagai laminasi. Padahal, semuanya itu merupakan satuan sedimentasi. Karena bagian warwa yang relatif tebal dan terutama disusun oleh lanau dan pasir umumnya berlaminasi, agaknya kita perlu membedakan laminasi dengan warwa dan, oleh karena itu, antara lapisan dengan laminasi berdasarkan aspek lain selain ketebalan arbitrer yang telah ditentukan sebelumnya.

Meskipun satuan sedimentasi merupakan sebuah konsep yang bermanfaat, namun konsep itu sukar untuk diterapkan pada beberapa tipe batuan. Demikian pula, konsep itu sukar untuk diterapkan pada banyak situasi. Konsep itu lebih tepat diterapkan pada batuan klastika berbutir kasar, bukan pada batuan yang terbentuk secara kimiawi atau biologi.

Para ahli telah memberikan perhatian yang cukup banyak terhadap geometri *bedding units* serta pada karakter dan kebenaran bidang perlapisan yang memisahkan satuan-satuan itu. Lapisan dicandra sebagai lapisan planar jika bidang pembatasnya sejajar dengan limit-limit singkapan dan disebut lentikuler (*lenticular*) apabila bidang-bidang pembatasnya konvergen. Bidang pembatas lapisan juga bisa tidak beraturan (*irregular*).

Istilah-istilah seperti *wavy*, bahkan *lumpy* dan noduler (*nodular*), dipakai untuk menamakan lapisan-lapisan yang menebal di suatu tempat dan menipis di tempat lain, bahkan pada lapisan-lapisan yang terdisintegrasi menjadi beberapa lensa atau nodul. Keteraturan suatu sekuen berlapis dapat dicandra berdasarkan keseragaman ketebalan lapisan-lapisan penyusunnya serta berdasarkan kesinambungan lateral dan keseragaman ketebalan individu-individu lapisan itu. Dengan dasar pemikiran itu, kita mengenal adanya empat tipe sekuen berlapis:

1. Sekuen yang disusun oleh lapisan-lapisan yang ketebalannya sama atau hampir sama; berkesinambungan secara lateral dengan ketebalan yang lebih kurang tetap.
2. Sekuen yang disusun oleh lapisan-lapisan yang ketebalannya tidak sama, namun berkesinambungan secara lateral dengan ketebalan yang lebih kurang tetap.
3. Sekuen yang disusun oleh lapisan-lapisan yang ketebalannya tidak sama, namun berkesinambungan secara lateral dengan ketebalan yang bervariasi.
4. Sekuen yang disusun oleh lapisan-lapisan yang ketebalannya tidak sama, tidak berkesinambungan secara lateral, dan memiliki ketebalan yang bervariasi.

Perlapisan dapat diukur. Karena itu, hingga tingkat tertentu, aspek-aspek umum dari lapisan dapat dikuantifikasikan. Schwarzacher (1953) dan Fiege (1937) menunjukkan bahwa ketebalan individu-individu lapisan pada banyak sekuen, khusus-nya turbidit dan endapan piroklastik jatuhan yang berukuran halus (debu), secara logaritmik bersifat normal (lihat gambar 4-1 dan 4-2). Secara umum, meskipun tidak berarti universal, kekasaran partikel penyusun batuan memiliki kaitan dengan ketebalan lapisan (gambar 4-3). Hubungan seperti itu terlihat juga dalam strata silang-siur (Schwarzacher, 1953) serta dalam turbidit pasir (Fiege, 1937; Potter & Scheidegger, 1966). Pada kasus pasir turbidit dan endapan piroklastik jatuhan berukuran halus, baik partikel kasar maupun ketebalan lapisan sama-sama berkurang ke arah hilir (Scheidegger & Potter, 1971). Dengan demikian, geometri perlapisan merupakan sebuah sarana penting untuk membedakan fasies proksimal dengan fasies distal dalam endapan-endapan itu. Log normal ataupun tidak, ketebalan lapisan sangat menceng ke arah lapisan tipis. Bokman (1957)

mengusulkan suatu skala geometris, yang disebut skala theta, yang cenderung menormalisasikan distribusi ketebalan yang semula menceng dengan cara yang lebih kurang analog dengan peranan skala phi pada kasus distribusi besar butir.

Para ahli telah sejak lama mengetahui bahwa bidang perlapisan mungkin merekam suatu interval non-pengendapan, bahkan pada kasus tertentu mungkin merekam erosi. Rumpang seperti itu disebut diastem (Barrell, 1917). Diastem mungkin merekam rentang waktu yang lebih panjang dibanding batuan yang diapitnya.

4.3 SUSUNAN INTERNAL DAN STRUKTUR LAPISAN

4.3.1 Perlapisan Masif

Lapisan jarang yang tidak mengandung struktur atau kemas internal. Batuan yang tampak tidak mengandung struktur seperti itu disebut lapisan masif (*massive beds*). Foto-foto sinar-X dari batuan yang tampak masif menunjukkan bahwa sebagian besar dari apa yang disebut sebagai batuan masif itu sebenarnya mengandung laminasi internal (Hamblin, 1965). Karena itu, batuan yang benar-benar masif mungkin sangat jarang ditemukan di alam.

4.3.2 Laminasi

Banyak lapisan memperlihatkan laminasi internal. Dalam banyak lapisan, laminasi itu sejajar dengan bidang pembatasnya. Pada lapisan lain, laminasi itu miring ke arah bidang pembatas. Sudut kemiringan laminasi itu pada beberapa kasus sangat landai ($1-10^\circ$), sedangkan dalam kasus lain cukup curam ($10-35^\circ$, bahkan lebih). Laminasi yang disebut terakhir ini dinamakan lapisan silang-siur dan merupakan salah satu ciri khas dari pasir. Laminasi pada material itu hanya merekam fasa-fasa transisi atau fluktuasi minor dalam kecepatan arus pengendap.

Laminasi merupakan satu karakter paling khas dari sedimen berbutir halus, terutama batulanau dan serpih. Laminasi muncul sebagai perselingan material yang berbeda besar

butir atau komposisinya. Laminasi pada umumnya memiliki ketebalan 0,5–1,0 mm. Laminasi dapat menerus maupun tidak menerus, serta dapat jelas maupun samar. Contoh-contoh laminasi adalah laminasi yang terbentuk oleh perselingan material kasar dengan material halus (lanau atau pasir halus dengan lempung), perselingan lapisan-lapisan lanau yang berwarna terang dengan lapisan-lapisan lanau yang berwarna gelap akibat perbedaan material penyusun lanau itu, serta perselingan kalsium karbonat dengan lanau.

Laminasi terbentuk akibat adanya variasi laju pasokan atau laju pengendapan material yang berbeda-beda. Variasi itu sendiri dinisbahkan pada pergeseran arus pengendap secara kebetulan, pada iklim (khususnya perubahan mendaur yang berkaitan dengan ritme harian atau tahunan), serta pada banjir atau badai yang tidak bersifat periodik. Pembaca yang ingin mengetahui lebih jauh kondisi-kondisi yang diperlukan untuk pembentukan dan preservasi lapisan tahunan serta kriteria untuk mengenalnya dapat membaca karya tulis Bradley (1929) dan Rubey (1930).

Sebagian serpih memperlihatkan laminasi yang sangat baik; sebagian lain justru tidak mengandung laminasi. Contoh paling sempurna dari serpih berlaminasi baik adalah serpih endapan danau. Laminasi yang juga terlihat cukup jelas, meskipun tidak sejelas seperti yang terlihat dalam endapan danau, dapat ditemukan dalam batulumpur yang terpecah-pecah serta dalam sedimen terestrial lainnya. Karbonat endapan dataran pasut juga berlaminasi baik. Sedimen-sedimen seperti itu, apabila telah kompak, disebut laminit (*laminite*).

Kesempurnaan dan derajat preservasi laminasi merupakan ukuran dari ketenangan massa air dimana endapan itu ter-akumulasi. Adanya arus dasar, meskipun sedikit, dapat menghancurkan laminasi yang telah terbentuk dalam endapan. Karena itu, laminasi seringkali merekam pengendapan di bawah alas gelombang (*wave base*). Kesempurnaan laminasi dalam lempung juga berkaitan dengan salinitas air. Elektrolit tertentu, terutama natrium klorida, memicu terjadinya flokulasi (*flocculation*) atau *syrmixis*. Flokulasi menyebabkan terjadinya pencampuran partikel-partikel lanau dan lempung dan, pada gilirannya, tidak memungkinkan terbentuknya laminasi sedemikian rupa sehingga endapan

yang dihasilkannya relatif homogen. Stratifikasi dalam suatu batuan juga dapat terhancurkan oleh organisme pemakan material organik yang ada dalam lumpur. Proses pemakanan yang berulang-ulang dapat menyebabkan terubahnya endapan serta menghancurkannya sebagian atau semua laminasi. Karena hal itu hampir universal, maka preservasi laminasi mengindikasikan laju pengendapan yang sangat tinggi atau kondisi dasar yang beracun dan menghambat perkembangan fauna bentos. Di bawah kondisi-kondisi yang disebut terakhir ini, individu-individu laminasi yang setipis kertas dapat terawetkan dan dapat ditelusuri keberadaannya hingga jarak beberapa kilometer (Anderson dkk, 1972).

Secara umum, makin tipis laminasi, makin lambat laju akumulasinya. Hal itu jelas terlihat dalam laminasi berpasangan (*paired laminations*) yang terbentuk pada interval waktu yang sama, misalnya dalam satu tahun.

4.3.3 Susunan dan Struktur Internal

Setelah dimensi umum—ketebalan dan penyebaran—struktur internal suatu lapisan merupakan sifat terpenting dari lapisan (gambar 4-4). Ada dua tipe utama struktur internal: (1) lapisan silang-siur; (2) *graded bedding*. Meskipun struktur-struktur itu terutama berkembang baik dalam lapisan batupasir, namun keduanya dapat muncul pula dalam batuan yang lebih kasar dan lebih halus dari batupasir, termasuk dalam batugamping yang diendapkan secara mekanik. Bailey (1930) menyatakan bahwa struktur-struktur itu praktis tidak dapat muncul dalam satu lapisan yang sama karena keduanya mencirikan dua fasies pengendapan yang berbeda sama sekali.

4.3.4 Lapisan Silang-Siur dan Gelembur

Lapisan silang-siur (*cross-bedding*) dan gelembur (*ripple mark*) umumnya dipandang sebagai dua fenomena yang tidak berkaitan. Lapisan silang-siur dianggap sebagai gejala internal suatu lapisan, sedangkan gelembur dianggap sebagai struktur yang berkembang pada bidang perlapisan. Sebenarnya, kedua struktur itu memiliki kaitan yang erat dan

keduanya merupakan dua aspek yang berbeda dari satu hal yang sama. Lapisan silang-siur merupakan produk migrasi gelembur besar (*megaripple*) atau *sand wave*; lapisan silang-siur berskala kecil (*ripple bedding*) merupakan produk migrasi gelembur.

Secara umum, gelembur merupakan sebuah struktur berskala kecil. Panjang gelombang gelembur hanya beberapa centi-meter dan tingginya hanya beberapa milimeter. Walau demikian, pada lingkungan-lingkungan tertentu, dapat berkembang gelembur raksasa (*giant ripple*). Gelembur besar itu memiliki panjang gelombang beberapa meter atau lebih—pada beberapa kasus panjang gelombangnya beberapa puluh meter—dengan amplitudo beberapa puluh centimeter. Gelembur dengan ukuran seperti itu pernah ditemukan dalam alur pasut (van Straaten, 1950; Off, 1963) dan sungai (Sunborg, 1956). Masih dipertanyakan apakah struktur terbesar yang bentuknya mirip dengan gelembur merupakan gelembur atau bukan. Benda seperti itu sering disebut gumuk (*dune*) atau *sand wave* (Carey & Keller, 1957). Gumuk memiliki sisi hulu yang sangat landai (biasanya hanya 1° atau 2°) dan permukaannya sering ditutupi oleh gelembur arus (*current ripple*) yang berukuran relatif kecil.

Meskipun gelembur skala kecil memiliki banyak kemiripan dengan *sand wave* atau gumuk, dan meskipun migrasi struktur-struktur menghasilkan lapisan silang-siur yang juga banyak memperlihatkan kemiripan, namun pembahasan gelembur dalam buku ini dipisahkan dari pembahasan *sand wave* atau gumuk. Hal itu dilakukan antara lain karena gelembur merupakan struktur berskala kecil yang umumnya terlihat pada bidang perlapisan, sedangkan *sand wave* tidak seperti itu. Selain itu, pemisahan tersebut juga didasarkan pada adanya perbedaan mendasar dalam proses-proses fisik pembentukan kedua tipe struktur itu (Allen, 1963). Untuk menekankan adanya perbedaan-perbedaan tersebut, istilah gelembur digunakan untuk menamakan *bed-form* berskala kecil, sedangkan istilah *sand wave* atau gumuk digunakan untuk menamakan *bedform* berskala besar. Selain itu, istilah *ripple bedding* digunakan untuk menamakan laminasi silang-siur mikro (*micro-cross-lamination*) yang dihasilkan oleh migrasi gelembur, sedangkan istilah lapisan silang-siur digunakan untuk menamakan struktur yang terbentuk sebagai hasil migrasi gumuk.

Laminasi silang-siur atau lapisan silang-siur telah mendapatkan perhatian yang demikian besar dari para ahli geologi. Struktur itu memungkinkan dilakukannya analisis kuantitatif. Laminasi silang-siur dan lapisan silang-siur juga sangat bermanfaat dalam analisis arus purba.

Lapisan silang-siur merupakan struktur khas dari pasir—material granuler non-kohefif, apapun komposisinya. Lapisan silang-siur—yang disebut juga laminasi silang-siur (*cross-lamination*), *current bedding*, perlapisan diagonal (*diagonal bedding*), atau perlapisan palsu (*false bedding*)—merupakan satu tipe struktur yang sukar untuk didefinisikan. Bagi sebagian ahli, struktur itu hanya berarti perlapisan yang miring—perlapisan dengan *initial dip* yang tinggi. Walau demikian, istilah lapisan silang-siur dalam buku ini digunakan secara terbatas untuk menamakan perlapisan internal yang disebut perlapisan perenggan (*foreset bedding*) yang miring, relatif terhadap bidang akumulasi utama, di dalam satu satuan sedimentasi. Definisi itu, yang membatasi lapisan silang-siur sebagai struktur internal dari suatu lapisan, menyebabkan perlapisan miring yang terbentuk dengan cara lain—misalnya perlapisan gisik (*beach bedding*), perenggan-perenggan delta (*delta foresets*), dan perlapisan akresi lateral (*lateral accretion bedding*)—tidak termasuk ke dalam kategori lapisan silang-siur. Definisi di atas tidak tergantung pada skala. Suatu lapisan silang-siur dapat memiliki ketebalan mulai dari 3 mm hingga lebih dari 30 m.

Definisi di atas banyak digunakan oleh para ahli dan dapat diterapkan pada kebanyakan dari apa yang selama ini disebut sebagai lapisan silang-siur. McKee & Weir (1953) mendefinisikan lapisan perenggan (*foreset bed*) sebagai suatu “stratum silang-siur” (“*cross-stratum*”) dan mendefinisikan satuan lapisan silang-siur (*cross-bedding unit*) sebagai suatu “himpunan strata silang-siur” (“*a set of cross-strata*”). Mereka membedakan lapisan silang-siur, yang memiliki perenggan dengan ketebalan lebih dari 1 cm, dengan “laminasi silang-siur” (“*cross-lamination*”) yang memiliki perenggan dengan ketebalan kurang dari 1 cm.

Penggolongan lapisan silang-siur sukar untuk dilakukan. Hal itu terjadi karena (1) lapisan silang-siur memiliki ukuran dan bentuk yang sangat beragam; dan (2) banyak singkapan lapisan silang-siur relatif terbatas sedemikian rupa sehingga skema penggolongan tertentu

tidak dapat diterapkan kepadanya. Ada dua tipe umum dari lapisan silang-siur (gambar 4-5). Pertama, himpunan lapisan silang-siur tabuler sederhana (*simple tabular set*) dengan perenggan yang lebih kurang datar. Kedua, himpunan lapisan silang-siur mangkok (*a trough-shaped set of cross-strata*) dengan perenggan yang biasanya merupakan bidang lengkung. Kita mungkin akan menemukan kesukaran untuk membedakan kedua tipe lapisan silang-siur itu dalam singkapan berukuran kecil, dalam singkapan yang tidak lengkap, atau dalam singkapan yang menjurus pada arah yang kurang sesuai. Perbedaan diantara kedua tipe lapisan silang-siur itu paling jelas terlihat pada singkapan yang terletak lebih kurang sejajar dengan bidang perlapisan. Pada singkapan seperti itu, jejak perenggan dari lapisan silang-siur tabuler sederhana akan tampak sebagai garis lurus, sedangkan jejak perenggan dari lapisan silang-siur mangkok akan tampak cekung ke hilir. Garis yang menghubungkan titik-titik tengah jejak perenggan pada lapisan silang-siur mangkok mengindikasikan arah aliran yang membentuknya. McKee & Weir (1953) serta Allen (1963) mengembangkan suatu skema penggolongan lapisan silang-siur yang merupakan variasi dari kedua tipe umum tersebut di atas.

Lapisan silang-siur tabuler sederhana memiliki skala, kemiringan, dan azimuth. Skala berkaitan dengan ketebalan satuan lapisan silang-siur yang dapat bervariasi mulai dari 1 atau 2 cm hingga beberapa puluh meter. Sebagian besar himpunan lapisan silang-siur memiliki ketebalan kurang dari 1 m. Inklinasi menyatakan sudut kemiringan laminasi perenggan. Sudut itu merupakan sudut yang dibentuk oleh perenggan dengan bidang perlapisan utama atau sudut yang dibentuk oleh garis singgung perenggan yang memiliki kemiringan paling tinggi dengan bidang perlapisan utama. Bidang perlapisan utama diasumsikan merupakan bidang horizontal ketika lapisan silang-siur terbentuk. Asumsi itu hampir benar, namun tidak sepenuhnya benar. Inklinasi biasanya disamakan dengan “sudut henti” dan memang keduanya hampir persis sama. Meskipun sudut henti umumnya dikatakan berharga 33-34°, namun inklinasi rata-rata dari himpunan lapisan silang-siur kemungkinan besar berkisar mulai dari 15° hingga 20°. Pada beberapa kasus, inklinasi sangat tegak, bahkan dalam kasus istimewa dapat terbalik (gambar 4-6). Jelas bahwa hal

itu terjadi akibat deformasi pasca-pengendapan. Azimuth adalah sudut horizontal yang dibentuk oleh meridian dengan proyeksi horizontal dari garis kemiringan yang ada pada perenggan. Pendeknya, azimuth itu menyatakan arah hilir. Jika satuan lapisan silang-siur yang kita teliti merupakan lapisan silang-siur mangkok, definisi-definisi itu perlu sedikit diubah. Geometri pada lapisan silang-siur seperti itu paling baik dicandra dengan menyatakan lebar dan kedalaman perenggan yang bentuknya seperti bidang kerukan itu. Nisbah lebar terhadap kedalaman perenggan cenderung untuk berharga tetap, meskipun nilai-nilai aktual dari kedua aspek itu sangat bervariasi (Allen, 1963). Lihat gambar 4-7. Perenggan memiliki lebar mulai dari beberapa centimeter hingga lebih dari 30 meter, sedangkan kedalamannya mulai dari satu per sekian centimeter hingga lebih dari 10 meter. Perenggan umumnya melengkung dan cekung ke hilir (gambar 4-5).

Pola yang diperlihatkan oleh stratifikasi silang-siur berskala kecil pada bidang perlapisan disebut "*rib-and-furrow*" oleh Stokes (1953), disebut "*Schrägschichtungsbögen*" oleh Gürich (1933), dan disebut "laminasi silang-siur mikro" ("*micro cross-lamination*") oleh Hamblin (1961).

Meskipun banyak perenggan mendekati bentuk bidang datar, dan berakhir pada bidang perlapisan bawah dan bidang perlapisan atas dengan membentuk sudut lancip yang lebih kurang sama, namun sebagian perenggan melengkung ke bawah dan kemudian berakhir secara tangensial pada bidang perlapisan bawah.

Meskipun istilah *topset* dan *bottomset* sering diterapkan pada strata yang berturut-turut terletak di atas dan di bawah strata silang-siur tabuler, namun pemakaian istilah-istilah tersebut sebenarnya tidak tepat. Perenggan pada strata silang-siur umumnya tidak menembus strata lain yang terletak di atas atau di bawah strata itu. Strata silang-siur bukan merupakan produk per-tumbuhan mikrodelta. Ungkapan yang menyatakan bahwa perenggan "terpancung", yang mengimplikasikan terjadinya peng-erosian, juga merupakan konsep yang keliru.

Asal-usul lapisan silang-siur dikatakan sangat beragam. Untuk lapisan silang-siur sebagaimana telah didefinisikan pada bagian ini, jelas bahwa lapisan silang-siur itu terbentuk sebagai hasil migrasi *sand wave*. Ukuran *sand wave* menentukan skala lapisan silang-siur yang dihasilkannya. Migrasi gumuk menghasilkan strata silang-siur berskala besar, sedangkan migrasi gelembur menghasilkan stratifikasi silang-siur berskala kecil. Asal-usul lapisan silang-siur planar-tabuler akan mudah dipahami dengan merujuk pada gambar 4-8. Pada kasus itu, satuan strata silang-siur itu sendiri memiliki *initial dip* ke hulu, sedangkan perenggan pada satuan strata silang-siur itu miring ke hilir. *Initial dip* pada satuan strata silang-siur biasanya kecil, paling hanya 1 atau 2 derajat, dan seringkali tidak terlihat pada satu singkapan tunggal. Ukuran lapisan silang-siur ditentukan oleh ketinggian gumuk, sedangkan morfologinya ditentukan oleh morfologi gelembur (jika berskala kecil) atau oleh morfologi gumuk dan *sand wave* (apabila berskala besar) (Allen, 1963). Gelembur atau *sand wave* yang linier dan teratur akan menghasilkan stratifikasi silang-siur planar-tabuler sederhana. Gelembur atau *sand wave linguloid* akan menghasilkan stratifikasi silang-siur mangkok.

Kebenaan lapisan silang-siur telah diperdebatkan oleh para ahli sejak lama. Lapisan silang-siur yang ada dalam suatu formasi tidak menyebar secara random, melainkan memperlihatkan *preferred orientation* (gambar 4-9). Dalam endapan aluvial, lapisan silang-siur rata-rata mengarah ke hilir. Dalam endapan bahari, kebenaan lapisan silang-siur tidak terlalu jelas, meskipun lapisan itu tetap memperlihatkan *preferred orientation*. Azimuth yang berlawanan pada suatu satuan lapisan silang-siur meng-indikasikan arus pasut. Lapisan silang-siur seperti itu sering muncul dalam beberapa singkapan dalam bentuk struktur “tulang ikan” (*“herringbone” structure*). Lapisan silang-siur eolus lebih mencerminkan angin yang bekerja untuk suatu rentang waktu yang relatif lama di permukaan bumi atau angin yang paling efektif bekerja di permukaan bumi; bukan mencerminkan sistem angin dengan sirkulasi global. Hingga sejauh ini belum ada satupun jenis atau skala lapisan silang-siur yang khas untuk agen atau lingkungan pengendapan tertentu. Walau demikian, lapisan

siang-siur yang sangat besar kemungkin terbentuk pada lingkungan eolus atau bahari; bukan pada lingkungan fluvial.

Skala lapisan silang-siur (dan *sand wave* yang menjadi “bahan” pembentukannya) dalam endapan akuatis tampaknya berkaitan dengan kedalaman (Allen, 1963). Lihat gambar 4-10. Sebagaimana dikemukakan oleh Carey & Keller (1957), ukuran gumuk atau *sand wave* di Sungai Mississippi bertambah sejalan dengan meningkatnya luah (dan, oleh karena itu, kedalaman) pada saat banjir. Pengamatan lapangan biasa saja sudah cukup untuk memperlihatkan adanya *sand wave* berukuran besar dan, oleh karena itu, lapisan silang-siur yang lebih tebal pada sungai besar. Allen (1963) menyajikan sebuah hasil kompilasi yang memperlihatkan bahwa ketinggian *sand wave* memiliki hubungan yang linier dengan kedalaman. Hubungan itu memungkinkan kita untuk memperkirakan kedalaman dari skala lapisan silang-siur dalam endapan purba (Allen, 1963).

4.3.4.1 Gelembur

Sebagai suatu gejala yang sangat sering ditemukan, baik pada *sand flat* masa kini maupun pada bidang perlapisan batupasir purba, gelembur (*ripple mark*) telah menarik perhatian tidak saja para ahli geologi, namun juga para ahli fisika yang mempelajari fenomena gelembur. Karena itu, tidak mengherankan apabila literatur gelembur saat ini demikian banyak.

Banyak perhatian ditujukan pada gelembur sebagai sebuah fenomenon bidang batas. Ketika suatu aliran yang bergerak di atas dasar yang disusun oleh pasir mencapai nilai kecepatan tertentu, partikel-partikel pasir mulai bergerak dan gelembur mulai terlihat pada permukaan pasir itu. Banyak penelitian awal mengenai gelembur ditujukan untuk memahami proses tersebut serta pola gelembur yang dihasilkannya. Diantara sekian banyak penelitian geologi di masa lalu, makalah-makalah karya Bucher (1919) dan Kindle (1917) merupakan makalah yang paling lengkap. Makalah-makalah itu juga membahas tentang batupasir purba yang mengandung gelembur.

Ada dua aspek penelitian gelembur yang mendapat perhatian khusus dari para ahli. Pertama, kebenaran geografi dari gelembur, khususnya orientasi gelembur. Aspek itulah yang dulu menjadi tujuan penelitian Hyde (1911) ketika dia meneliti gelembur yang ada dalam Berea Sandstone (Mississippi) di Ohio. Kedua, struktur internal batupasir dan batulanau yang dihasilkan oleh pertindihan dan migrasi gelembur. Struktur yang dimaksud adalah apa yang disebut sebagai laminasi silang-siur mikro oleh Hamblin (1961) atau *ripple bedding*. Struktur itu sering terlihat pada penampang vertikal batuan. Pada bidang per-lapisan, *ripple bedding* menampakkan diri sebagai “*rib-and-furrow*”. Makalah-makalah karya Walker (1963, 1969), Allen (1963), dan McKee (1966) membahas tentang *ripple bedding* dan tentang fenomena yang disebut sebagai *climbing ripple*. Karya tulis paling komprehensif mengenai gelembur ditinjau dari semua sudut pandang adalah karya Allen (1963, 1969). Ketika suatu arus bergerak di atas massa pasir mencapai nilai kecepatan tertentu, butiran-butiran pasir mulai bergerak dan pada permukaan massa pasir itu akan terbentuk serangkaian gelembur. Gelembur-gelembur arus itu terdiri dari sejumlah punggung yang lebih kurang lurus, dan satu sama lain terpisahkan oleh suatu jarak yang lebih kurang sama, dimana arah yang ditunjukkan oleh punggung itu lebih kurang tegak lurus terhadap arah arus. Di bawah kondisi-kondisi aliran tertentu, pola gelembur arus menjadi makin tidak beraturan dan puncak gelembur akhirnya pecah menjadi sederetan struktur berbentuk seperti huruf-U. Sebagian struktur itu berupa gelembur *barchanoid* atau *lunate* jika cembung ke hulu; sebagian lain berupa gelembur *linguloid* atau gelembur yang berbentuk seperti lidah jika cembung ke hilir. Gelembur *linguloid* agaknya lebih umum ditemukan di alam. Sejalan dengan makin tingginya kecepatan, gelembur hilang dan pada massa pasir itu akan terbentuk bidang datar mulus, di atas bidang mana pasir tersapu.

Jika pasir diangkut di atas dasar yang tidak disusun oleh pasir (misalnya saja dasar yang disusun oleh lumpur), dan jika pasokan pasir tidak memadai untuk dapat membentuk suatu lapisan menerus, pasir itu akan terakumulasi dalam tonjolan-tonjolan terisolasi. Tonjolan-tonjolan itu disebut *starved ripples* oleh sebagian ahli dan tampak pada penampang melintang sebagai lensa-lensa pasir datar-cembung yang tertanam dalam

batulumpur. Istilah perlapisan lentikuler (*lenticular bedding*) dipakai oleh Reineck & Wunderlich (1968) untuk menamakan struktur itu, sedangkan Conybeare & Crook (1968) menamakan-nya perlapisan flaser (*flaser bedding*).

Dasar pasir yang ada di daerah perairan-dangkal umumnya ditutupi oleh gelembur osilasi (*oscillation ripple mark*) yang dihasilkan oleh pergerakan maju-mundur partikel-partikel air di bawah pengaruh gelombang. Apabila dilihat dari atas, kenampakan gelembur osilasi itu mirip dengan—mungkin sedikit lebih teratur dibanding—gelembur arus. Apabila dilihat pada penampang melintang, gelembur osilasi memiliki bentuk yang simetris. Kesimetrian bentuk gelembur, serta bentuk puncak gelembur yang tajam dan bentuk lembah yang lebar, menjadi faktor yang membedakan gelembur osilasi dari gelembur arus. Kenampakan yang khas dari bentuk asli gelembur osilasi, dan *cast*-nya, menyebabkan struktur ini sangat bermanfaat sebagai kriteria untuk menentukan posisi stratigrafi (Cox & Dake, 1916; Shrock, 1948).

Tata peristilahan yang digunakan pada gelembur osilasi diperlihatkan pada gambar 4-11. Panjang (*length*) adalah jarak antara dua titik yang berkorespondensi dan terletak pada dua gelembur yang berdampingan. Tinggi (*height*)—kadang-kadang disebut juga amplitudo (*amplitude*) pada literatur lama—adalah jarak vertikal antara puncak dengan lembah gelembur. Indeks gelembur (*ripple index*) adalah nisbah panjang terhadap tinggi gelembur. Tatanama yang sama juga dapat diterapkan pada gelembur arus, namun istilah-istilah itu lebih sukar untuk diterapkan pada gelembur *lunate* atau *linguloid* yang bentuknya lebih tidak beraturan dibanding gelembur berpuncak lurus. Selain itu, gelembur arus berbeda dengan gelembur osilasi karena bentuknya tidak simetris. Gelembur arus memiliki sisi hulu yang landai dan sisi hilir yang curam. Karena itu, gelembur arus merupakan sebuah kriteria yang baik dari arus purba.

Selain gelembur arus dan gelembur osilasi, para ahli juga mengenal tipe-tipe gelembur yang lain. Dua gelembur yang bertumpuk dapat menghasilkan “gelembur interferensi” yang disebut “*tadpole nest*”. Sebuah struktur yang agak aneh ditemukan dalam

lumpur. Struktur yang disebut gelembur dan telah dicandra oleh van Straaten itu terdiri dari gelembur yang terpisahkan oleh jarak yang relatif beraturan, bentuknya lebih kurang simetris, serta memiliki puncak menerus yang sejajar dengan arah arus. Struktur lain yang aneh adalah apa yang disebut sebagai gelembur rhomboid (*rhomboid ripple*) (Hoyt & Henry, 1963). Gelembur yang disebut terakhir ini agaknya hanya terbentuk pada *swash face* dari gisik.

Pola gelembur tertentu mungkin kompleks karena merupakan produk kombinasi dari gelombang dan arus. Berbagai bentuk hibrid itu telah dipaparkan oleh van Straaten.

4.3.4.2 Ripple Bedding

Aspek paling penting dari gelembur pasir adalah struktur internalnya dan laminasi silang-siur berskala kecil (dan seringkali kompleks) yang merupakan produk migrasi gelembur itu. Pada penampang melintang, migrasi gelembur menghasilkan lapisan silang-siur berskala kecil atau apa yang disebut sebagai laminasi silang-siur mikro oleh Hamblin (1961). Bentuk laminasi silang-siur mikro yang paling sederhana memiliki ketebalan sekitar 1 cm atau kurang dari itu. Jika proses pembentukan dan migrasi gelembur itu berlangsung dalam suatu rentang waktu yang relatif lama, maka dapat terjadi penumpukan beberapa lapisan dan dalam banyak kasus pada akhirnya akan terbentuk lapisan komposit yang sangat kompleks. Andersen (1931) meneliti bentuk-bentuk lapisan silang-siur kompleks (yang dia sebut sebagai “*rolling strata*”) dalam sedimen fluvioglasial di Denmark. McKee (1938, 1939) melaporkan adanya perlapisan gelembur yang kompleks dalam endapan banjir Sungai Colorado, Grand Canyon. Ada beberapa kemungkinan penumpukan gelembur. Gelembur dapat mengalami penumpukan sefasa (*in phase superimposed*) sehingga gelembur tidak tampak bermigrasi sama sekali, melainkan seolah-olah tumbuh ke atas sejalan dengan terus berlangsungnya pengendapan. Hubungan penumpukan yang biasa ditemukan adalah migrasi progresif puncak gelembur sedemikian rupa sehingga setiap gelembur tampak “mengapung” dan “naik” ke atas sisi hulu gelembur yang

ditindihnya. Struktur yang kurang beraturan dihasilkan oleh penumpukan tidak sefasa beberapa himpunan gelembur. Hasilnya adalah suatu pola perlapisan yang agak “aneh” dan kadang-kadang disebut perlapisan flaser (gambar 4-12).

Gelembur naik (*climbing ripple*) dan endapan laminasi silang-siurnya—yang disebut struktur gelembur naik (*climbing ripple structure*) oleh McKee (1966) atau disebut laminasi gelembur-mengembara (*ripple-drift lamination*) atau laminasi silang-siur gelembur-mengembara (*ripple-drift cross-lamination*) oleh Walker (1963, 1969)—memperlihatkan bentuk yang beragam. Pada beberapa kasus, laminasi gelembur naik itu merupakan bentuk transisi dari satu tipe laminasi kepada tipe laminasi lain. Pada kasus lain, laminasi gelembur naik dibatasi secara tajam oleh *backset bedding planes*. Pada kasus pertama, laminasi sisi hulu terawetkan, meskipun laminasi itu lebih tipis dibanding laminasi sisi hilir. Pada kasus kedua, laminasi sisi hulu tidak terawetkan atau tererosi. Sebuah bentuk khusus dari kasus pertama adalah laminasi gelembur naik yang ditandai dengan akumulasi lumpur pada lembah gelembur serta akumulasi lanau dan pasir pada lereng hulu. Segregasi material itu menghasilkan sederetan perselingan lapisan-lapisan lumpur dan lanau dengan kemiringan yang curam ke arah hulu dan sekilas tampak sebagai lapisan silang-siur yang skalanya lebih besar. Karena itu, pengamatan yang kurang cermat terhadap laminasi silang-siur seperti itu dapat membawa kita untuk sampai pada kesimpulan yang keliru dengan menganggapnya sebagai lapisan silang-siur berskala besar. Laminasi silang-siur seperti itu agaknya merupakan ciri paket turbidit yang paling khas (Walker, 1963). Faktor-faktor hidrolika, yang menentukan tipe dan sudut-naik (*climb angle*) dari gelembur naik, telah dibahas oleh Allen (1970).

Pola tumpukan *ripple bedding* yang kurang beraturan akan menghasilkan laminasi internal yang kompleks. Struktur seperti itu jelas dihasilkan oleh proses pembentukan gelembur, namun tidak memperlihatkan pola tumpukan yang tetap dan teratur. Lapisan-lapisan batupasir atau batulanau seperti itu disebut *wavy bedding*.

Jika lumpur hadir, bentuk satuan bergelembur akan menjadi lebih jelas terlihat. Lumpur yang berselingan mungkin muncul sebagai lensa-lensa atau flaser akibat terakumulasinya lumpur secara terbatas pada lembah-lembah gelembur. Secara keseluruhan, struktur itu dinamakan perlapisan flaser (*flaser bedding*). Jika lensa-lensa lumpur saling bergabung, struktur yang terbentuk disebut *wavy bedding*. Jika lumpur merupakan material dominan, maka satuan bergelembur itu akan terisolasi dan tertutup dalam matriks lumpur. Secara keseluruhan, satuan itu dinamakan perlapisan lentikuler (*lenticular bedding*) atau *starved ripple* (Reineck & Wunderlich, 1968). Lihat gambar 4-12.

Aspek lain dari struktur internal dari batupasir, yang diperkirakan memiliki kaitan dengan *ripple bedding*, adalah apa yang disebut sebagai “*rib-and-furrow*” oleh Stokes (1953). Struktur yang disebut terakhir ini pernah ditemukan oleh Gurich (1933) dalam flagstones dari Maulborn monastery, bagian tengah Jerman, dan dinamakannya “*Schrägschichtungsbögen*”. Ketika terlihat pada bidang perlapisan, struktur itu terdiri dari jejak-jejak melengkung, transversal, berukuran kecil, dan muncul dalam himpunan-himpunan yang relatif terbatas pada *narrow furrow* yang relatif panjang dan dipisahkan dari himpunan lain oleh *ribs* yang sangat sempit dan tidak menerus. *Longitudinal furrow* pada dasarnya sejajar satu sama lain dan sejajar dengan arah aliran. *Furrows* itu lebarnya beberapa centimeter dengan panjang hingga sekitar 1 meter. Jejak-jejak transversal berukuran kecil itu melengkung, dengan sisi cembung mengarah ke hulu, sedangkan garis yang menghubungkan titik tengah jejak-jejak itu sejajar dengan arah aliran. Jejak-jejak transversal itu merupakan sisi-sisi struktur imbrikasi yang tererosi—laminasi melengkung yang mengarah ke atas.

Struktur *rib-and-furrow* agaknya merupakan satu spesies lapisan silang-siur mangkok yang terletak pada bidang perlapisan dan dihasilkan oleh migrasi sistem gelembur *linguloid*. Struktur itu pernah ditemukan oleh Stokes dalam Moenkopi Formation (Trias) dan Saltwash Sandstone Member dari Morrison Formation (Jura) di Utah. Struktur itu juga pernah ditemukan dalam flagstones Devon di Pennsylvania. *Ripple bedding* dapat dikenai

oleh *syndimentary deformation*. Deformasi itu paling sering ditampilkan sebagai laminasi gelembur yang sangat curam. Apabila deformasinya relatif kuat, maka sudut kemiringan laminasi gelembur tampak sangat curam, bahkan terbalik. Produk deformasi gelembur yang mungkin paling ekstrim adalah perlapisan konvolut (*convolute bedding*). Ketika gelembur terakumulasi sebagai satuan-satuan terisolasi di atas suatu massa lumpur, gelembur itu dapat mengalami deformasi pembebanan dan tenggelam atau melesak ke dalam lumpur yang terletak dibawahnya. Struktur itu disebut "*load-casted*" *ripple* (Dzulynski, 1962).

Gelembur, sebagaimana lapisan silang-siur, terbukti sangat bermanfaat sebagai indikator posisi stratigrafi, indikator arah arus purba, dan indikator kondisi-kondisi aliran. Struktur itu juga merupakan indikator lingkungan pengendapan yang bermanfaat karena terbentuk pada kondisi yang sangat beragam, pada kedalaman yang juga beragam, selama di tempat itu ada arus yang bergerak di atas massa pasir. Gelembur hasil aktivitas gelombang berbeda dengan gelembur hasil aktivitas arus searah. Gelembur angin (*wind ripple*) juga jauh berbeda dari gelembur akuatis (*aqueous ripple*). Sayang sekali, gelembur angin jarang ditemukan dalam rekaman geologi. Gelembur terbukti sangat bermanfaat dalam analisis paleogeografi.

4.3.4.3 Graded bedding

Graded bedding, suatu tipe struktur yang sering ditemukan dalam paket batuan sedimen, telah menarik perhatian para ahli geologi lapangan karena struktur itu sangat bermanfaat dalam menentukan urutan superposisi pada lipatan isoklin dan batuan yang telah mengalami pembalikan. Kebenaan geologi dari *graded bedding* serta pengenalan *graded bedding* dan lapisan silang-siur sebagai penciri dua fasies pengendapan pasir yang berbeda dijelaskan pertama kali oleh Bailey (1930, 1936). Dewasa ini para ahli mengakui bahwa *graded bedding* mungkin merupakan ciri paling khas dari pengendapan turbidit yang umumnya berlangsung di wilayah perairan-dalam.

Graded bed merupakan satuan sedimentasi yang ditandai oleh perubahan ukuran partikel penyusun secara berangsur dari bawah ke atas, dimana partikel paling kasar terletak di bawah dan partikel paling halus terletak di atas. *Graded bed* diendapkan dari arus yang sudah kehilangan kemampuannya untuk mengangkut partikel. *Graded bed* memiliki ketebalan yang bervariasi, mulai dari sekitar 1 cm hingga sekitar 1 meter. Partikel-partikel penyusun *graded bed* dapat berupa lanau, pasir, atau pada kasus-kasus tertentu juga gravel. Kebanyakan *graded bed* merupakan batupasir (biasanya berupa *greywacke* dalam paket endapan purba). Ketebalan *graded bedded sandstone* itu berkisar mulai dari beberapa centimeter hingga sekitar 1 meter. Secara umum, makin tebal suatu *graded unit*, makin kasar material penyusunnya (Potter & Scheidegger, 1966). *Graded bed* memperlihatkan distribusi ketebalan log normal (gambar 4-2).

Ada beberapa tipe *grading*. Sebagian *graded bed* merupakan lapisan komposit yang kemungkinan besar terbentuk ketika *surge* kedua tiba sebelum *surge* pertama terendapkan seluruhnya. Cara lain yang menyebabkan terbentuknya lapisan komposit adalah terpancungnya *graded unit* pertama sebelum diendapkan *graded bed* kedua.

Meskipun ragam *grading* yang terlihat di lapangan sangat bervariasi, namun jelas ada suatu urutan struktur ideal yang dapat ditemukan dalam suatu *graded unit* lengkap. Daur ideal itu disebut daur Bouma (*Bouma cycle*) karena daur itu dipaparkan secara eksplisit untuk pertama kalinya oleh Bouma (1962). Sekuen ideal yang diajukan oleh Bouma (gambar 4-13) terdiri dari lima bagian atau “interval”. Interval paling bawah, yakni *graded interval* (a), memperlihatkan *grading* dan biasanya merupakan bagian paling tebal dari lapisan itu. Pada beberapa kasus, *grading* tidak terlihat jelas bahkan tidak terbentuk sama sekali apabila pasir yang terangkut dan terendapkan sebagai lapisan itu memiliki pemilahan yang sangat baik. Pada beberapa kasus, *graded interval* ditindih oleh interval pasir berlamina (b) dan, kemudian, oleh interval yang memperlihatkan *ripple cross-lamination* (c). Menurut Bouma, Interval (c) kemudian ditindih oleh pelit pasir atau

lanauan yang berlaminasi (d). Interval (d) itu umumnya tersingkap buruk dan seringkali tidak dapat teramati. Interval paling atas (e) adalah interval pelit (serpih atau sabak).

Sebagaimana dikemukakan oleh Bouma, kita jarang menemukan lapisan yang memperlihatkan keseluruhan sekuen Bouma. Kebanyakan memperlihatkan terjadinya pemancungan bagian atas sekuen (*top truncation*). Maksudnya, daur itu tidak lengkap dan dimulai dengan *graded interval*, namun tidak mengandung satu atau lebih interval-interval lain yang “seharusnya” terletak di atas *graded interval*. Sekuen yang mungkin lebih sering ditemukan adalah sekuen yang memperlihatkan “pemancungan” bawah. Maksudnya, lapisan itu dimulai dengan suatu interval yang bukan *graded interval*. Walau demikian, sebagaimana dikemukakan oleh Bouma, meskipun terjadi pemancungan, namun interval-interval itu selalu berada dalam urutan yang tetap.

Sekuen yang tidak lengkap mungkin dapat dinisbahkan pada pelemahan arus pembentuk sekuen ketika menyebar di lantai cekungan. Ketika pasokan material kasar berkurang dan arus melemah, tidak akan terbentuk *graded interval* dan pengendapan akan dimulai dengan interval (b). Ketika arus lebih lemah lagi, endapan yang pertama kali terbentuk adalah interval (c).

Perubahan lateral dari *graded bed* itu disertai dengan penurunan ketebalan lapisan. Pola penurunan ketebalan dan besar butir *graded bed* ideal ke arah hilir adalah eksponensial negatif (Scheidegger & Potter, 1971). Fakta tidak ditemukannya interval-interval terbawah dari sekuen Bouma, apabila berlangsung secara sistematis, dapat menjadi petunjuk “proksimalitas” (*proximity*) endapan. Lapisan-lapisan proksimal, yang dekat dengan daerah sumber, memperlihatkan sekuen yang lengkap. Lapisan-lapisan distal cenderung memperlihatkan pemancungan bawah. Berdasarkan hubungan itu, Walker (1967) menghitung indeks proksimalitas (*proximity index*), P , yang didefinisikannya sebagai $P = A + \frac{1}{2}B$, dimana A dan B adalah persentase lapisan-lapisan dalam suatu sekuen yang berturut-turut dimulai oleh interval a dan b .

Sebagaimana telah dikemukakan di atas, *graded bedding* dan lapisan silang-siur menandai dua fasies pengendapan pasir yang jauh berbeda. Karena itu, kedua struktur tersebut tidak pernah ditemukan dalam satu sekuen sedimen yang sama. Namun, seperti telah ditunjukkan di atas, lapisan silang-siur berskala kecil atau *ripple cross-lamination*, merupakan bagian integral dari *graded bed* ideal. Lapisan silang-siur berskala besar, yang melibatkan keseluruhan satuan sedimentasi, tidak pernah ditemukan dalam *graded sequence*.

Graded bedding ditemukan di banyak tempat dan dalam endapan yang umurnya bervariasi. *Graded bedding* merupakan jenis struktur yang boleh dikatakan dapat ditemukan pada semua sekuen Prakambrium awal (Temiskaming) di Perisai Canada (Pettijohn, 1943; Walker & Pettijohn, 1971). *Graded bedding* seperti itu juga dilaporkan ada dalam batuan Prakambrium awal (Bothnian) di Finlandia (Simonen & Kuovo, 1951), dalam batuan Arkean di Afrika Selatan dan Australia (Dunbar & McCall, 1971). *Graded bedding* yang sangat baik ditemukan dalam endapan Silur di Aberysthwith, Wales, (Rich, 1950; Kuenen, 1953b; Wood & Smith, 1953), dalam endapan Miosen di Appenines (Kuenen & Migliorini, 1950; ten Haaf, 1959), dalam endapan Kambrium di Harlech Dome, Wales, (Kopstein, 1954), dalam endapan Pliosen di Santa Paula Creek, California, (Natland & Kuenen, 1951), dalam endapan Karbon Kulm, bagian tengah Jerman (Kuenen & Sanders, 1956), dalam flysch di Pegunungan Carpathia (Dzulynski dkk, 1959), dalam endapan Ordovisium di Martinsburg, bagian tengah Appalachia (McBride, 1962), endapan Devon akhir di bagian tengah Appalachia (McIver, 1970), dalam endapan Paleozoikum Akhir di Ouachita Mountains, Arkansas dan Oklahoma (Cline, 1966) serta dalam endapan Kapur di Sacramento Valley, California (Ojakangas, 1968). *Graded bedding* mungkin merupakan struktur khas dalam semua endapan geosinklin yang disusun oleh perselingan *greywacke* dengan serpih atau sabak. *Graded bedding* juga banyak ditemukan dalam inti bor pasir laut-dalam masa kini (Nesteroff, 1961; Kuenen, 1964).

Graded bedding terutama ditemukan dalam batupasir, khususnya *greywacke* Paleozoikum atau endapan yang lebih tua dari itu. Walau demikian, *graded bedding* tidak hanya ditemukan dalam tipe pasir itu. *Graded bedding* bahkan dapat ditemukan dalam batugamping yang sebenarnya diendapkan sebagai pasir. Batugamping itu disebut batugamping alodap (*allodapic limestone*) oleh Meischner (1964). *Graded bedding* kadang-kadang ditemukan dalam kuarsit, baik kuarsit masa kini maupun kuarsit purba. *Graded bedding* relatif jarang ditemukan dalam kuarsit karena kuarsit biasanya bukan merupakan endapan wilayah perairan-dalam yang dicirikan oleh kehadiran sekuen Bouma. Pada kasus yang disebut terakhir ini, *graded bedding* umumnya bersifat soliter dan muncul secara sporadik.

Asal-usul *graded bed* dijelaskan dengan beberapa teori. Bailey (1930) menisbarkannya pada gempabumi yang berperan sebagai “distributor *intermittent* untuk pasir dan lumpur”. Dia mengasumsikan *graded bed* “dihasilkan oleh proses penenggelaman melalui massa air yang relatif tenang, yang memungkinkan pasir dan lumpur untuk diendapkan pada satu tempat yang sama; sisa dari proses pengendapan ini berupa lumpur yang bertekstur paling halus”. Menurut Bailey, “pasir dan lumpur, yang membentuk akumulasi-akumulasi tidak stabil pada tepi geosinklin, secara periodik diguncang oleh gempabumi bawahlaut dan kemudian terangkat ke dalam suspensi dan akhirnya diendapkan di wilayah perairan yang dalam dan tenang”.

Kuenen & Migliorini (1950) pertama kali menyatakan bahwa arus turbid mungkin merupakan penyebab terbentuknya *graded bedding*. Kuenen (1953a) menyajikan sebuah tinjauan yang mendetil terhadap berbagai bukti yang mendukung bahwa *graded bed* terbentuk oleh arus turbid. Bukti yang paling meyakinkan terletak pada struktur itu sendiri, yakni *grading*. *Grading* dapat direproduksi secara eksperimental dari arus turbid (Kuenen & Migliorini, 1950; Kuenen & Menard, 1952). Bukti lain yang juga penting adalah ketebalan *graded bed* yang seragam, termasuk dalam *graded unit* yang paling tebal (arus normal akan menghasilkan satuan-satuan silang-siur yang berbentuk lentikuler), tidak

adanya lapisan silang-siur, ditemukannya bukti-bukti endapan wilayah perairan-dalam (mikrofauna perairan-dalam dalam serpih yang berselingan dengan *graded bed*), serta pengendapan material rombakan kasar dalam lumpur yang terletak di atas *graded bed* tanpa disertai dengan adanya gangguan pada permukaan lumpur itu (jejak-jejak cacing yang halus terawetkan sebagai *cast* ada bidang perlapisan bawah dari lapisan pasir yang menindihnya). Jelas sudah bahwa setiap *graded bed* merekam episode pengendapan tunggal yang berumur pendek dan merupakan produk sedimentasi perairan-dalam yang berada di luar jangkauan arus dasar dan gelombang. Bukti-bukti yang dapat dikumpulkan sampai sekarang hampir pasti mengindikasikan pengendapan dari aliran turbid pekat. Arus turbid itu sendiri mungkin merupakan produk nendatan bawahlaut yang pembentukannya mungkin dipicu oleh gempa bumi. Meskipun sebagian besar ahli geologi menyetujui konsep arus turbid, namun ada juga ahli-ahli yang tidak menyetujuinya (van der Lingen, 1969; Hubert, 1966). Untuk mengetahui dua pandangan yang bertentangan itu, para pembaca dipersilahkan untuk menelaah makalah-makalah tersebut serta pembahasan terhadap pandangan-pandangan tersebut oleh Kuenen (1967, 1970).

Graded bed mungkin terbentuk dengan cara lain. Sangat miripnya *graded bed* tipis dengan lanau dan pasir warwa dalam danau *proglacial* Plistosen mendorong sebagian ahli untuk berpendapat bahwa influks musiman material sedimen yang dikontrol oleh pelelehan musiman suatu gletser bertanggungjawab terhadap pembentukan *graded bed*. Pendapat seperti itu digunakan untuk menjelaskan *graded bed* yang ada dalam Sudbury Series di Ontario, Canada (Coleman, 1926), *graded bed* Arkean di Tempere, Finlandia (Simonen & Kuovo, 1951), serta *graded bed* Arkean di Danau Minnitaki, Ontario (Pettijohn, 1936). Penjelasan itu hampir dapat dipastikan tidak benar adanya dan gagasan itu diajukan sebelum dikembangkannya konsep arus turbid. Jika *graded bed* merupakan endapan musiman, maka ketebalannya akan mengimplikasikan laju pengendapan yang sangat tinggi. Padahal implikasi seperti itu kurang masuk nalar. Meskipun sebagian sedimen danau Plistosen diketahui mengandung warwa pasir yang tebal, namun *graded bed* tua tidak mungkin diendapkan dengan cara itu. Satu hal yang memperlemah penjelasan itu adalah

tidak ditemukannya *dropstone* yang merupakan indikator paling kuat dari endapan *glaciolacustrine* atau *glaciomarine*.

Kuenen (1953) dan Sujkowski (1957) memperkirakan bahwa suatu *graded bed* dipisahkan dari *graded bed* lain yang terletak di atas atau dibawahnya oleh rentang waktu beberapa ratus tahun hingga beberapa ribu tahun. *Graded bed* merekam peristiwa yang sangat singkat. Lapisan-lapisan pelit yang berselingan dengan *graded bed* merupakan endapan “asli” dari cekungan dan terakumulasi dengan laju yang sangat lambat.

Meskipun sebagian *graded bed* yang terisolasi dan sporadik dapat dihasilkan oleh letusan gunungapi, banjir besar, atau badai, namun sebagian besar *graded bed* bahari yang repetitif hampir dapat dipastikan merupakan produk aliran turbid. *Graded bed* yang dihasilkan oleh proses-proses lain agaknya relatif jarang, dan kemungkinan besar bersifat soliter, serta berbeda dalam strukturnya atau gejala-gejala lain yang berasosiasi dengannya sedemikian rupa sehingga kemungkinan besar kita tidak akan tertukar dengan *grading* yang dihasilkan oleh arus turbid. Pengecualian untuk itu adalah batulanau tipis, berlapis rata, dan berbutir halus. Pembedaan antara endapan-endapan itu dengan sedimen musiman mungkin tidak begitu mudah.

Asal-usul *graded bed* sangat erat kaitannya dengan masalah turbidit. Karena itu, untuk mendapatkan pembahasan yang lebih mendetil mengenai *graded bedding*, para pembaca disarankan untuk membaca karya-karya tulis yang lebih komprehensif mengenai turbidit (Bouma, 1962; Bouma & Brouwer, 1964; Walker, 1970).

4.3.4.4 *Growth bedding*

Istilah *growth bedding* disini diterapkan pada stratifikasi yang dihasilkan oleh aktivitas organisme secara *in situ* atau presipitasi kimia *in situ* pada bidang akumulasi. *Growth bedding* berbeda dengan tipe-tipe perlapisan yang telah dijelaskan di atas, karena semua tipe perlapisan yang telah dijelaskan di atas dibentuk akibat ditempatkannya partikel-partikel komponen lapisan pada rangka batuan oleh aksi arus. Dengan demikian, *growth bedding* boleh dikatakan merupakan lawan dari *current bedding*. *Growth bedding* secara khusus mencirikan batugamping serta banyak endapan travertin dan tufa.

Tipe *growth bedding* yang agaknya paling penting adalah perlapisan stromatolit (*stromatolitic bedding*). Perlapisan stromatolit banyak ditemukan dalam batugamping Paleozoikum awal dan Prakambrium. Karena tipe perlapisan ini berkaitan dengan pembentukan dan sifat-sifat algamat (*algal mat*), maka perlapisan itu sebagian mengandung sifat-sifat struktur sedimen dan sebagian lain mengandung sifat-sifat fosil. Hal itu mirip dengan lubang galian (*burrow*), *trail*, dan *track*. Karena itu, pembahasan yang lebih mendalam mengenai perlapisan stromatolit akan disajikan dalam struktur biogenik (sub bab 4.6).

Banyak material presipitasi—travertin, oniks (*onyx*), berbagai tipe tufa, dan *caliche*—memperlihatkan *banding* atau stratifikasi. Sebagian diantaranya mirip dengan perlapisan stromatolit (Westphal, 1957). Tipe perlapisan ini umumnya berkaitan dengan kemas kristal dan dengan beberapa tipe perlapisan diagenetik (*diagenetic bedding*), khususnya untuk beberapa tipe *caliche* (Multer & Hoffmeister, 1968). Hal itu akan dibahas lebih jauh pada Bab 12.

4.4 STRUKTUR BIDANG PERLAPISAN

Banyak struktur terbentuk pada bidang akumulasi sedimen. Walau demikian, banyak (kalau bukan sebagian besar) struktur itu tidak terawetkan sebagai struktur pada bidang perlapisan atas, melainkan sebagai *cast* pada bidang perlapisan bawah dari batuan yang terletak di atasnya. Hal itu terutama terjadi apabila material yang mengandung struktur itu berupa lumpur, sedangkan batuan yang terletak di atasnya berupa pasir. Jejak hujan (*rain print*), lekang kerut (*mud crack*), *flute*, dan *groove* terawetkan sebagai “*cast*” pada bidang perlapisan bawah batupasir. Di lain pihak, sebagian struktur dapat ditemukan baik pada bidang perlapisan bawah maupun bidang perlapisan atas. Gelembur, misalnya saja, dapat muncul sebagai struktur asli maupun sebagai *cast* pada bidang perlapisan bawah batupasir. Demikian pula dengan *parting lineation*. Struktur yang biasanya terbentuk pada bidang perlapisan atas lumpur umumnya hanya muncul sebagai struktur bidang perlapisan bawah (*sole marks*).

4.4.1 Struktur Bidang Perlapisan Bawah

Struktur bidang perlapisan bawah merupakan gejala yang menandai bidang perlapisan bawah pada beberapa lapisan batupasir dan, kadang-kadang, beberapa batugamping yang terletak di atas serpih. Struktur itu merupakan tonjolan-tonjolan yang terbentuk akibat terisinya lekukan-lekukan pada permukaan lumpur di atas mana lapisan batupasir itu diendapkan. Meskipun telah diketahui keberadaannya sejak lama (lihat Hall, 1843), namun asal-usulnya tidak banyak dipahami. Struktur itu benar-benar merupakan hieroglif dan baru-baru ini saja dipahami (Vassaevich, 1953; Kuenen, 1957; Dzulynski, 1963; Dzulynski & Sanders, 1962; Dzulynski & Walton, 1965). Penelitian-penelitian pertama terhadap struktur bidang perlapisan bawah diarah-kan pada pemerian, penggolongan, dan manfaatnya sebagai indikator arus purba. Usaha-usaha untuk memahami asal-usulnya membawa para ahli untuk sampai pada penelitian eksperimental (Dzulynski, 1966; Dzulynski & Walton, 1963; Allen, 1971).

Struktur bidang perlapisan bawah terbentuk akibat aksi arus, akibat deformasi yang dipicu oleh pembebanan, dan oleh organisme (tabel 4-1). Disini kita akan menunjukan perhatian pada struktur yang terbentuk oleh arus. Struktur itu bisa dikelompokkan ke dalam dua kategori: (1) struktur yang terbentuk akibat kerukan oleh arus; (2) struktur yang terbentuk akibat aksi material rombakan yang diangkut oleh arus. Kategori kedua ini biasa disebut sebagai *tool marks*.

4.4.1.1 Struktur Kerukan dan *Tool marks*

Kekukan arus menghasilkan *flute* yang, ketika terisi oleh pasir dan ketika material isian itu bergabung dengan lapisan pasir yang terletak diatasnya, disebut *flute cast*. Dengan demikian, *flute cast* akan muncul sebagai tonjolan pada bidang perlapisan bawah batupasir yang terletak di atas lapisan serpih. Tonjolan itu memiliki bentuk, ukuran, dan susunan yang beragam. Tonjolan itu memanjang, dimana salah satu ujungnya membonggol dan mengarah ke hulu, sedangkan ujung yang lain meruncing dan mengarah ke hilir. Tonjolan hilir makin lama makin landai dan akhirnya menghilang bersatu dengan bidang perlapisan. *Flute cast* memiliki panjang mulai dari sekitar 1 cm hingga sekitar 1 meter, dengan ketinggian mulai dari beberapa milimeter hingga beberapa centimeter. Sebagian *flute cast* demikian panjang; sebagian lain bentuknya cenderung segitiga. Ujung yang membonggol kadang-kadang berbentuk seperti ujung hidung. *Flute cast* biasanya berkelompok; jarang ditemukan *flute cast* soliter. Setiap *flute cast* dalam kelompok itu dapat dipisahkan oleh jarak yang relatif lebar, namun dapat pula demikian rapat, bahkan dapat saling berpotongan (Kuenen, 1957).

Material pengisi *flute* adalah pasir. Dalam banyak kasus, material pengisi *flute* lebih kasar dibanding material lain yang menyusun lapisan dimana *flute cast* berada. *Flute cast* yang bentuknya kurang beraturan dapat mirip dengan struktur beban (*load cast*). Walau demikian, *flute cast* akan tampak memotong laminasi-laminasi pada lapisan yang terletak dibawahnya. Laminasi di sekeliling struktur beban, di lain pihak, terdeformasi dan tidak

akan berakhir secara tajam pada sisi-sisi struktur beban. Sebagian *flute cast* memperlihatkan adanya bentuk-bentuk seperti teras. Hal itu mengindikasikan bahwa *flute* tersebut terbentuk oleh beberapa fasa erosi.

Flute agaknya terbentuk oleh *eddy scour*. Ketika kondisi aliran memungkinkan, terbentuk sejumlah *eddy* dan arus itu kemudian mengeruk permukaan lapisan lumpur yang terletak dibawahnya. Ukuran *flute* agaknya tergantung pada kondisi aliran. Ukuran *flute* juga agaknya berkaitan dengan kekasaran material itu dan, oleh karena itu, berkaitan dengan kekuatan arus. *Flute cast* sangat bermanfaat dalam penelitian arus purba. Meskipun *flute* dapat terbentuk pada lingkungan yang beragam, namun *flute cast* paling sering ditemukan di bagian bawah batupasir (dan batugamping) turbidit. Karena itu, *flute* seringkali menjadi salah satu penciri fasies flysch.

Struktur lain yang dihasilkan oleh kerukan arus (dan, oleh karena itu, berasosiasi dengan *flute*) adalah *current crescent* (Bahasa Jerman: *Hufeisenwülste*), yakni suatu lekukan berbentuk tapal kuda. Kerukan itu terbentuk akibat pengerukan di seputar partikel stasioner berukuran relatif besar (suatu "*obstacle*"), misalnya sebuah kerikil, yang terletak di permukaan pasir. Kerukan itu cembung ke hulu dengan kedalaman maksimum di sisi hulu partikel penghalang, kemudian kedalamannya makin berkurang ke hilir. Pada banyak kasus, partikel penghalang itu berupa gumpalan serpih yang kemudian tersapu sehingga tidak terawetkan.

Arus juga menggerakkan berbagai benda—butiran pasir, rangka binatang, gumpalan lumpur, dsb. Jika benda-benda itu terangkut di atas dasar lumpur, menggelundung, atau kadang-kadang terangkat dari permukaan, maka akan terbentuk jejak pergerakan yang kemudian terawetkan sebagai struktur positif lemah pada dasar batupasir yang menindih lumpur. Struktur seperti itu secara umum dinamakan *tool marks*.

Salah satu tipe *tool mark* adalah *groove cast* yang tampak sebagai tonjolan rektilinier, membundar hingga berpuncak tajam, serta terletak pada bidang perlapisan bawah batupasir. Sebagian *groove cast* berkelompok dan memperlihatkan adanya

himpunan tonjolan dan lekukan yang dapat dipandang sebagai *groove cast* orde-2. Sebagian himpunan *groove cast* orde-2 itu memperlihatkan pola divergen dan tersebar secara simetris di kedua sisi *groove cast* utama. Struktur itu diperkirakan terbentuk akibat terjadinya pengisian lekukan-lekukan yang terbentuk pada lumpur keras oleh berbagai benda yang bergerak. Struktur seperti itu disebut juga struktur seretan (*“drag mark”*; *“drag cast”*) (Kuenen, 1957).

Groove cast umumnya muncul berkelompok. Lebih dari satu himpunan *groove cast* biasanya terlihat pada bidang yang sama, dimana himpunan kedua memotong himpunan pertama dengan sudut pemotongan yang lancip. Sebagian himpunan *groove cast* biasanya terhapuskan oleh himpunan *groove cast* kedua. Dalam satu himpunan *groove cast*, hanya akan ada sedikit bahkan mungkin tidak ada deviasi azimuth. *Groove cast* jarang muncul secara bersama-sama dengan *flute cast*; kedua struktur itu agaknya bersifat eksklusif satu terhadap yang lain. Individu-individu *groove cast* memperlihatkan relief hanya sekitar 1 atau 2 mm, sangat lurus, dan dalam kebanyakan singkapan tidak memperlihatkan titik awal maupun titik akhir. Karena itu, kita jarang menemukan “alat” yang bertanggungjawab terhadap pembentukan suatu *groove cast*.

Groove cast hendaknya dibedakan dari struktur geseran (*slide mark*; *slide cast*) yang terbentuk akibat bergeraknya suatu benda berukuran besar atau suatu massa benda berukuran relatif besar, misalnya rakit serpih (*shale raft*). Massa yang bergeser itu cenderung berputar baik pada arah vertikal maupun lateral sehingga jejak yang dihasilkannya melengkung dan mencerminkan putaran itu. *Groove cast* tidak memperlihatkan sifat seperti itu; *groove* berasosiasi dengan *tool mark* lain seperti *prod cast* dan *skip cast*. Sebagaimana *flute cast*, *groove cast* paling sering ditemukan dalam bidang perlapisan bawah turbidit. *Groove cast* mungkin merupakan tipe struktur bidang perlapisan bawah yang paling sering ditemukan dalam fasies flysch.

Asal-usul *groove cast* telah menjadi teka-teki selama beberapa lama. *Groove cast* merupakan struktur yang dihasilkan oleh arus. Orientasi *groove cast* berkorelasi sangat

baik dengan arah arus sebagaimana yang diindikasikan oleh struktur lain. Selain itu, bukti bahwa *groove cast* merupakan suatu *tool mark* terbukti dari fakta yang sangat jarang ditemukan, yaitu adanya partikel pasir atau fragmen rangka binatang pada ujung hilir dari *groove cast*. Walau demikian, detil-detil dinamika pembentukan *groove cast* masih belum jelas. Sebagian besar benda yang diangkut oleh arus bergerak dengan cara menggelundung atau melonjak-lonjak, sebagaimana yang diindikasikan oleh berbagai tipe jejak tumbukan. Pembentukan *groove cast*, di lain pihak, memerlukan adanya kontak menerus antara “alat” dengan dasar, bahkan memerlukan adanya tekanan. Selain itu, sebagaimana diindikasikan oleh *groove* berornamen, “alat” itu tidak melakukan pergerakan rotasional. *Eddy* menghasilkan *flute*, bukan *groove*. Dengan demikian, mekanisme pembentukan *groove* belum dipahami sepenuhnya.

Adanya himpunan-himpunan *groove cast* yang saling memotong juga merupakan sebuah masalah tersendiri. *Groove* diasumsikan terbentuk oleh arus turbid yang bergerak sebagai aliran pekat menuju bagian bawah lereng. Namun, jika suatu himpunan *groove* merekam pergerakan ke bagian bawah lereng, maka himpunan yang lain tidak akan merekam pergerakan ke arah bagian bawah lereng [karena arah kemiringan hanya satu; tidak mungkin bermacam-macam—pent.] Apakah himpunan-himpunan itu terbentuk oleh arus yang sama atau oleh arus yang berbeda-beda?

Karena sering ditemukan, *groove* merupakan salah satu indikator arus purba yang sangat bermanfaat. Walau demikian, *groove* hendaknya digunakan bersama-sama dengan struktur lain; *groove* hanya memberikan informasi mengenai azimuth, namun tidak memberikan informasi mengenai arah aliran.

Selain *groove*, ada pula kategori *tool mark* yang lain. Sebagian *tool mark* itu terbentuk oleh benda yang menumbuk dasar secara tidak menerus; *tool mark* lain menggelundung di dasar dan meninggalkan jejak yang khas. *Tool mark* yang terbentuk oleh tumbukan benda secara tidak menerus mencakup *bounce cast*, *brush cast*, dan *prod cast*. *Bounce cast*—yang disebut juga *skip cast*—merekam pergerakan saltasi suatu benda.

Struktur itu tampak sebagai tonjolan-tonjolan kecil yang masing-masing dipisahkan oleh suatu jarak yang relatif teratur. *Brush mark* atau *brush cast* adalah istilah yang digunakan untuk menamakan struktur yang mirip dengan *bounce cast*, namun jarak antar tonjolannya tidak beraturan. *Brush cast* juga dicirikan oleh sedikit tonjolan material yang terangkat pada sisi hilir. *Prod cast* dicirikan oleh penetrasi dasar lumpur oleh suatu benda. Setelah menumbuk, benda itu berputar ke hilir. Karena itu, *prod cast* akan tampak sebagai suatu *groove cast* yang sangat pendek dengan ujung hilir yang lebih jelas dan berakhir secara tiba-tiba.

Roll mark merekam benda yang menggelundung. *Roll mark* yang sering ditemukan pada paket flysch adalah *roll mark* yang dihasilkan oleh rangka berulir planar yang agaknya berputar seperti roda dan, sebagaimana kembang pada ban mobil, menghasilkan jejak yang sangat khas (Seilacher, 1963).

4.4.1.2 Cast dari Lekang Kerut

Tipe struktur bidang perlapisan bawah lain, yang tidak berkaitan dengan aksi arus, adalah *cast* lekang kerut (*mud crack cast*). Lekang kerut berkembang dalam material kohesif, misalnya lumpur, akibat pengeringan dan pengerutan. Proses itu menghasilkan sistem retakan poligonal; retakan paling lebar terletak di permukaan dan ukuran retakan itu makin berkurang ke arah dalam sehingga apabila dilihat pada penampang melintang, retakan itu tampak membaji. Jika permukaan lumpur yang telah terlekang-kerutkan kemudian tertutup secara tiba-tiba dan terkubur di bawah pasir, maka pasir itu akan mengisi retakan-retakan yang ada dan akhirnya akan bersatu dengan lapisan pasir yang terletak di atas lumpur itu selama berlangsungnya litifikasi. Ketika paket serpih-batupasir itu kemudian terlapukkan, maka serpih yang ada di bawah lapisan batupasir itu akan tererosi dan jejak yang ditinggalkannya adalah suatu sistem tonjolan berbentuk poligonal pada bidang perlapisan bawah batupasir. Tonjolan-tonjolan itu memiliki puncak yang tajam. Sistem tonjolan itulah yang disebut *cast* lekang kerut.

4.4.1.3 Struktur Beban

Deformasi sedimen lunak (*soft-sediment deformation*) menghasilkan struktur yang beragam dan sebagian diantaranya berukuran relatif besar. Sebagian diantara struktur itu merupakan struktur bidang perlapisan bawah yang terbentuk akibat pembebanan tidak merata atau akibat stratifikasi densitas yang tidak stabil. Struktur yang dinamakan struktur beban (*load cast* atau, lebih tepat lagi, *load pocket*) itu akan dibahas pada bagian ini karena berasosiasi erat dengan struktur bidang perlapisan bawah lain. Sebagian besar perlapisan deformasi, serta struktur yang dihasilkannya, akan dibahas pada sub bab 4.3.

Struktur beban adalah tonjolan yang bentuknya agak tidak beraturan dan ditemukan pada bidang perlapisan bawah batu-pasir yang terletak di atas lapisan serpih. Dilihat dari ukuran dan reliefnya, struktur beban mirip dengan *flute cast*. Walau demikian, struktur beban lebih tidak beraturan, tidak memperlihatkan kesetangkupan, dan tidak memperlihatkan orientasi sebagaimana *flute cast*. Struktur beban bukan merupakan “*cast*” karena tonjolan pasir ke bawah itu bukan merupakan produk pengisian suatu kerukan, melainkan akibat deformasi laminasi-laminasi pada tubuh lumpur yang terletak dibawahnya. Agaknya struktur ini merupakan produk pembebanan yang tidak merata terhadap lumpur hidroplastis yang terletak di bawah lapisan pasir, dimana struktur itu sendiri merupakan perwujudan *vertical readjustment*, dimana pasir melesak ke dalam sebagai tanggapan pergerakan lumpur ke atas. Pada kasus ekstrim, struktur ini mirip dengan karung yang digantung, dimana massa pasir yang melesak dihubungkan dengan lapisan pasir oleh suatu “tali gantungan” yang berupa kolom pasir berukuran kecil. Bahkan, pada kasus lain, kantung-kantung pasir menjadi terlepas dari lapisan induknya dan kemudian tenggelam ke dalam massa lumpur yang ada dibawahnya. Massa pasir seperti itu disebut *load pouche* dan, jika lepas, disebut *load ball*.

Proses pembentukan struktur beban kadang-kadang diawali oleh pembebanan tidak merata yang tidak berkaitan dengan proses sedimentasi. Jika sifat-sifat lumpur yang terletak dibawahnya sesuai, *flute* dan *groove* yang terbentuk di permukaan lumpur itu dapat tenggelam dan menghasilkan jejak-jejak yang dapat dianggap sebagai struktur beban. Bahkan, gelembur terisolasi (*“starved” ripple; isolated ripple*) dapat berperan sebagai beban yang tidak merata dan, di bawah kondisi yang sesuai, akan melesak ke dalam lapisan lumpur yang terletak dibawahnya (Dzulynski, 1962). Pada kasus yang disebut terakhir ini, ada pola yang teratur dan kita masih akan dapat melihat struktur internal yang semula merupakan bagian dari gelembur itu.

Struktur beban dapat terbentuk dalam setiap lingkungan dimana pasir diendapkan di atas lumpur hidroplastis yang dijenuhi air. Struktur beban sering ditemukan dalam paket turbidit. Meskipun demikian, dalam paket turbidit sekalipun, hanya sebagian saja yang memperlihatkan struktur beban. Ketika suatu massa turbid mengalir tidak lama setelah arus turbid sebelumnya berhenti, maka lumpur yang terletak dibawahnya tidak memiliki waktu yang cukup untuk mengeluarkan semua air yang ada didalamnya. Karena itu, efek-efek pembebanan akan terlihat jelas. Jika rentang waktu yang memisahkan beberapa aliran relatif panjang, maka kompaksi alami akan memperkecil kemungkinan terbentuknya struktur beban.

4.4.2 Struktur Bidang Perlapisan Atas

Struktur bidang pelapisan atas (*surface marks*) mencakup berbagai tipe *rill mark*, struktur arus (*current mark*), dan struktur lain. Sebagian besar struktur itu terbentuk pada bidang perlapisan atas dari pasir. Struktur itu sendiri dapat muncul sebagai struktur normal yang terletak pada bidang perlapisan atas suatu batuan, atau sebagai struktur “negatif” atau sebagai “*cast*” yang terletak pada bidang perlapisan bawah endapan lain yang terletak di atas pasir. Gelembur, yang merupakan salah satu tipe struktur bidang perlapisan atas yang paling sering ditemukan, telah dibahas di atas. Struktur biogenik yang terletak pada bidang

perlapisan atas akan dibahas pada sub bab 4.6. Lekang kerut juga akan dibahas pada bagian ini, meskipun cara pembahasan seperti itu mungkin agak kurang logis.

4.4.2.1 Parting lineation

Suatu jenis struktur yang sering ditemukan, namun kurang dikenal, adalah suatu struktur yang halus namun jelas terlihat pada bidang perlapisan beberapa batupasir yang berlapis tipis. Struktur itu terutama sangat jelas terlihat pada batupasir yang menjadi sumber *flagstone*. Struktur itu dinamakan *primary current lineation* oleh Stokes (1947). Cloos (1938) menyatakan bahwa struktur itu sejajar dengan arah arus pengendap. Karena paling jelas terlihat pada bidang-bidang yang menyubur, maka struktur itu kemudian dinamakan *parting lineation* oleh Crowell (1955).

Struktur itu terlihat sebagai sederetan lekukan dan tonjolan halus dengan relief yang sangat rendah serta terletak pada bidang perlapisan-penyuburan. Pada kasus lain, *parting lineation* kurang sempurna dan agak tidak beraturan, dimana sisa-sisa laminasi yang seperti plaster menempel pada bidang penyuburan. Istilah *parting-step lineation* digunakan oleh McBride & Yeakel (1963) untuk menamakan struktur pada kasus seperti itu untuk membedakannya dengan *parting-plane lineation* yang terlihat pada bidang yang lebih mulus. Kedua ahli itu menunjukkan bahwa arah rata-rata yang diperlihatkan oleh sumbu panjang partikel sejajar dengan arah lineasi. Stokes (1953) mengasumsikan bahwa struktur itu mengindikasikan “pembentukan dalam lingkungan sungai atau paling tidak pada aliran dangkal.” Sebenarnya, *parting lineation* juga dapat ditemukan dalam batupasir turbidit yang diendapkan di wilayah perairan-dalam.

4.4.2.2 Rill mark, Swash Mark, dan Struktur Lain yang Berasosiasi Dengannya

Permukaan pasir dapat memperlihatkan berbagai macam jejak kerja arus, namun banyak diantara jejak itu jarang terawetkan. *Rill mark* adalah lekukan-lekukan kecil yang bercabang-cabang ke arah hulu dengan pola dendritik. Struktur itu umumnya ditemukan dalam *swash zone* pada gisik, meskipun dapat ditemukan pula pada gosong pasir dan *sandflat*. Struktur itu agaknya terbentuk oleh aliran air yang relatif tipis. *Swash mark* adalah garis-garis tipis, bergelombang, serta terbentuk pada gisik di dekat limit atas dari *swash* gelombang (Shrock, 1948). “Gelembur” rhomboid (*rhomboid “ripple” mark*) adalah relief rendah dengan pola seperti jaring (Hoyt & Henry, 1963; Otvos, 1965) dan agaknya merupakan produk *backwash* pada gisik. Secara umum, *rill mark*, *swash mark*, dan “gelembur” rhomboid sangat jarang terawetkan dalam sedimen purba.

4.4.2.3 Rail Pit, Hail Pit, dan Spray Pit

Jejak hujan (*rain impression; rain print*), jejak tetesan air (*drip impression*), dan jejak percikan air (*spray impression*) adalah lekukan kecil berbentuk lingkaran atau elips yang terbentuk dalam lumpur basah oleh hujan, tetesan air, dan percikan air. Jejak hujan pernah ditemukan dalam endapan purba, umumnya sebagai *cast* pada bidang perlapisan bawah batupasir dan batulanau. Sebagaimana lekang kerut, jejak hujan, jejak tetesan air, dan jejak percikan air mengindikasikan penyingkapan di permukaan dan kemudian besar akan terawetkan dalam endapan terestrial. Jejak gelembung gas (*bubble impression*) mirip, dan oleh karena itu, dapat tertukar dengan jejak hujan.

4.4.2.4 Lekang Kerut

Sebagian bidang perlapisan ditandai oleh retakan-retakan poligonal yang kemudian terisi oleh pasir atau lanau. Batuan yang menjadi tempat pembentukan retakan itu semula berupa lumpur dan sistem retakan itu sendiri berkembang akibat pengerutan. Pengerutan

lumpur itu sendiri pada umumnya terjadi akibat lepasnya air yang semula ada dalam lumpur akibat pengeringan. Dengan demikian, pembentukan lekang kerut mengimplikasikan penyingkapan di permukaan. Karena itu, retakan-retakan tersebut dinamakan retakan pengeringan (*desiccation crack*) atau *sun crack*. Tidak semua sedimen yang mengalami pengerutan merupakan sedimen argilit. Lekang kerut juga dapat ditemukan dalam batugamping mikrit (*micritic limestone*) dan mungkin dapat terisi oleh lanau gamping, bahkan oleh lanau dan pasir dolomit. Lekang kerut yang terbentuk pada lumpur argilit kemungkinan besar akan terlihat sebagai *cast* pada bidang perlapisan bawah batupasir yang menindihnya; lekang kerut dalam lumpur gamping kemungkinan besar akan terawetkan sebagai struktur bidang perlapisan atas.

Ukuran poligon, lebar retakan, dan kedalaman retakan sangat bervariasi. Poligon retakan itu dapat memiliki lebar mulai dari beberapa milimeter hingga lebih dari 30 cm, sedangkan lebar retakan berkisar mulai dari 1 mm hingga sekitar 5 cm. Kedalaman retakan itu sendiri dapat berkisar mulai dari sekitar 1 cm hingga beberapa puluh centimeter. Pola jaringan retakan (apakah membentuk pola yang “kasar” atau “halus”) mungkin berkaitan dengan ketebalan lapisan yang mengalami pengeringan.

Retakan itu biasanya membaji ke bawah dan umumnya diisi oleh pasir atau material lain yang relatif kasar. Jika lapisan yang mengalami pengeringan relatif tipis (beberapa milimeter), retakan itu mungkin dapat menembus lapisan lain yang terletak di bawah lapisan itu. Dengan demikian, pada kasus itu, poligon-poligon lekang kerut dapat terlepas, sedikit terpindahkan, terotasi, bahkan terbalik dan kemudian terangkat oleh aliran yang mengendapkan pasir yang terletak di atas lapisan lumpur itu untuk akhirnya diendapkan bersama-sama dengan lapisan pasir tersebut. Hal itulah yang kemudian menyebabkan terbentuknya *shale-pebble conglomerate* dengan matriks berupa pasir.

Pada banyak kasus, menampang melintang pasir yang menjadi material pengisi retakan memperlihatkan bahwa baji-baji pasir itu terdeformasi sedemikian rupa sehingga terkontorsi. Sisi atas dari baji-baji pasir itu bahkan tampak menembus lapisan lain yang

terletak diatasnya. Kontorsi itu terbentuk ketika material pengisi yang tidak dapat terkompaksi mencoba untuk mengakomodasi dirinya sendiri terhadap kompaksi dan pengurangan ketebalan material dimana baji material pengisi itu berada. Kontorsi itu dapat digunakan untuk melakukan taksiran kuantitatif terhadap kompaksi (Shelton, 1962).

Karena terbentuk akibat pengeringan, lekang kerut tidak dapat terbentuk pada pasir murni. Pasir murni tidak mengalami pengurangan volume ketika mengering. Lekang kerut tidak dapat terawetkan; apa yang dapat terawetkan adalah material pengisinya. Karena itu, apa yang sebenarnya terawetkan adalah *cast* dari lekang kerut. Batuan lempungan yang terlejang-kerutkan biasanya hancur dan hilang, namun keseluruhan sistem retakan dapat terawetkan dalam batupasir yang terletak diatasnya sebagai tonjolan-tonjolan berpuncak lurus yang membentuk suatu sistem jaringan berpola poligonal. Dengan demikian, *cast* dari lekang kerut itu akan ditemukan pada bidang perlapisan bawah dari batupasir.

Sistem retakan poligonal dinisbahkan pada pengeringan sejalan dengan hilangnya air dari massa lumpur. Secara umum, hal itu mengimplikasikan penyingkapan di permukaan. Walau demikian, sebagian sistem retakan dinisbahkan pada dehidrasi spontan material yang mirip dengan gel. Hal itu dapat terjadi pada lingkungan akuatis. Proses itulah yang digunakan untuk menjelaskan sistem retakan dalam septaria dan nodul rijang (Taliaferro, 1934). Sistem retakan seperti itu disebut *synaeresis crack*. *Synaeresis* digunakan untuk menjelaskan retakan-retakan dalam batulumpur tertentu, khususnya batulumpur dengan komposisi yang luar biasa, misalnya batulumpur dolomit (*dolomitic mudstone*). Secara umum, retakan seperti itu diyakini merupakan gejala khas yang hanya dapat terbentuk pada material yang bentuknya mirip dengan gel (White, 1961; Burst, 1965). Kriteria untuk membedakan lekang kerut biasa dengan *synaeresis crack* tidak terlalu jelas. Walau demikian, jelas bahwa sistem retakan radial dalam benda noduler memiliki asal-usul yang jauh berbeda dengan jaringan poligonal yang terisi oleh pasir sebagaimana yang dapat ditemukan dalam batulumpur biasa.

Lingkungan yang paling sesuai untuk pembentukan lekang kerut adalah zona interpasut (*intertidal zone*), danau playa efemeral, dan *mud flat* di dataran limpah banjir. Barrell (1906) berkeyakinan bahwa kemungkinan terawetkannya lekang kerut yang terbentuk pada *tidal flat* relatif rendah dan, oleh karena itu, "... lekang kerut mengimplikasikan indikasi satu-satunya dan yang paling meyakinkan asal-usul terestrial untuk sedimen argilit."

4.5 PERLAPISAN DEFORMASI DAN PERLAPISAN TERGANGGU

Perpindahan massa batuan yang dipicu oleh gaya gravitasi dapat terjadi selama berlangsungnya sedimentasi atau tidak lama setelah sedimentasi berakhir. Deformasi itu mengubah atau menyebabkan terdeformasinya struktur pengendapan. Perlapisan secara khusus dapat terganggu, bahkan terhancurkan akibat proses-proses tersebut. Banyak efek deformasi itu menyebabkan ketidakstabilan yang, pada gilirannya, memicu terjadinya pergerakan di bawah pengaruh gaya gravitasi. Ada tiga situasi yang mungkin muncul. Pada situasi pertama, pergerakan pada dasarnya vertikal, dimana terjadi perpindahan material dengan pola yang mirip dengan konveksi. Proses itu diawali dengan adanya stratifikasi densitas yang tidak stabil dari material penyusun batuan, misalnya saja, akibat diendapkannya lapisan pasir di atas lapisan lumpur atau lanau yang jenuh air. Jika material yang terletak di bawah itu kemudian mengalami transformasi tiksotrofi (*thixotropic transformation*), yang disertai penghilangan kekuatan material itu, maka akan terbentuk sederetan sel konveksi yang pada gilirannya menyebabkan terjadinya pergerakan pasir ke arah bawah dan pergerakan lanau atau lempung ke atas (Artyushkov, 1960a, 1960b; Anketell dkk, 1970). Perlu diketahui bahwa pergerakan lanau atau lempung ke atas itu merupakan bentuk reaksi terhadap pergerakan pasir ke arah bawah. Pergerakan-pergerakan vertikal tersebut dapat terjadi dengan lambat, namun dapat pula cepat dan katastrofis.

Pada situasi lain, lereng pengendapan yang sangat curam dapat menjadi tidak stabil. Pergerakan yang dihasilkan oleh curamnya lereng pengendapan sebagian besar memiliki komponen lateral yang besar dan, oleh karena itu, menghasilkan pergerakan material pada arah yang hampir horizontal. Perpindahan seperti itu, apabila berlangsung lambat, disebut rayapan (*creep*). Apabila cepat, pergerakan itu dinamakan longsor (*slide*) atau nendat (*slump*). Proses perpindahan lateral itu sendiri dapat terjadi baik pada lingkungan terestrial maupun lingkungan akuatis.

4.5.1 Struktur Beban dan Struktur Bantal-Guling

Peneraan vertikal berskala kecil dapat menyebabkan terbentuknya struktur beban (*load cast*) yang telah dijelaskan di atas. Pada kasus ekstrim, dapat terbentuk *load pouche* atau *load ball*. Lidah-lidah serpih yang menembus pasir yang terletak diatas-nya menyebabkan terbentuknya struktur lidah api (*flame struktur*). Pada beberapa kasus, “lidah” serpih itu memperlihatkan pem-balikan ke satu arah, bahkan memperlihatkan pola putaran, seolah-olah terbentuk akibat *lateral stress*.

Sebagian batupasir, sebagaimana juga sebagian aliran lava di bawah kolom air, memperlihatkan struktur bantal (*pillow structure*). Dengan adanya struktur itu, pasir tampak sebagai paket-paket yang jumlahnya banyak, terpisah-pisah, dan berbentuk seperti bantal dan guling. Benda seperti itu dapat disebut “nodul semu” (*“pseudonodule”*) (Macar, 1948) dan “bantal lutut” (*“hassock”*). Benda itu juga disebut *“flow roll”* (Sorauf, 1965). Struktur bantal-guling bukan merupakan struktur pengendapan, melainkan struktur deformasi yang terbentuk sebelum lapisan diatasnya diendapkan. Meskipun biasanya ditemukan dalam batupasir tertentu, namun struktur bantal-guling juga ditemukan dalam batugamping tertentu (yakni batugamping yang sebenar-nya merupakan pasir ketika diendapkan).

Struktur bantal-guling biasanya hanya mempengaruhi bagian bawah dari lapisan batuan. Individu-individu bantal dan guling memiliki diameter mulai dari beberapa centimeter hingga lebih dari 1 meter. Benda itu umumnya berbentuk bulat panjang atau

elipsoid. Kadang-kadang benda itu berbentuk seperti ginjal, bahkan seperti jamur terbalik. Struktur yang bentuknya mirip dengan mangkok atau struktur cekungan (*basinal structure*) cembung ke bawah dan dalam banyak kasus sedikit miring, namun tidak rebah. Laminasi yang ada dalam bantal dan guling itu terdeformasi dan lebih kurang sejajar dengan setengah bagian bawah bantal atau guling itu. Bantal dan guling itu sebagian atau seluruhnya terpisahkan dari bantal dan guling lain. Pada bantal dan guling yang benar-benar terpisah dari yang lain, bantal dan guling itu dikelilingi oleh serpih atau lanau yang berasal dari lapisan lain yang berdampingan dengannya.

Bantal dan guling itu jelas bukan konkresi, bukan pula produk pelapukan mengulit bawang (*spheroidal weathering*). Struktur itu juga bukan merupakan produk nendatan sebagaimana dikemukakan oleh beberapa ahli. Simetri dan orientasi bantal dan guling itu mengimplikasikan terjadi pergerakan vertikal (dalam hal ini pergerakan ke bawah), bukan pergerakan lateral. Kantung pasir yang berbentuk seperti cawan atau ginjal dapat terbentuk akibat tenggelamnya massa pasir ke dalam substrat yang relatif cair seperti yang ditunjukkan melalui percobaan yang dilaksanakan oleh Kuenen (1958). Penelitian lapangan akhir-akhir ini terhadap struktur bantal-guling dalam batuan Devon di New York (Sorauf, 1965) dan tempat lain (Howard & Lohrengel, 1969) mendukung konsep yang menyatakan bahwa struktur bantal-guling terbentuk akibat melesaknya massa pasir ke dalam substrat lumpur; bukan akibat nendatan. Proses itu mungkin berlangsung secara tiba-tiba atau katastrofis.

4.5.2 *Synsedimentary Fold* dan *Synsedimentary Breccia*

Sebagaimana telah dikemukakan di atas, sedimen juga dapat dikenai oleh pergerakan-pergerakan yang dipicu oleh gaya gravitasi yang memiliki komponen lateral yang besar. Disini kita hanya akan menunjukan perhatian pada deformasi yang terjadi sewaktu sedimen masih berada dalam lingkungan pengendapannya. Dengan demikian, kita tidak akan membahas tentang deformasi tektonik dan deformasi lain yang berlangsung

setelah itu. Nendat atau longsor itu menghasilkan lipatan, sesar, dan breksi dalam material yang dikenai oleh gaya. Karena struktur seperti itu juga dapat dihasilkan oleh deformasi tektonik, dan mungkin juga oleh *synsedimentary processes* lain, kita perlu membahas tentang kriteria yang dapat digunakan untuk membedakan deformasi “sedimen lunak” (*“soft-sediment” deformation*) dari deformasi tektonik. Perbedaan itu pada umumnya tidak sukar untuk dilakukan, namun ada beberapa situasi yang menyebabkan proses perbedaan itu sukar untuk dilaksanakan (Miller, 1922). Struktur yang terbentuk sebelum sedimen terkonsolidasi biasanya hanya terbatas pada lapisan tertentu, bahkan dalam kasus tertentu hanya berlangsung secara terbatas pada lapisan yang tebalnya 1 atau 2 cm. Berbeda dengan lipatan seret (*drag fold*), struktur itu tidak memiliki kaitan apapun dengan struktur lain yang ukurannya lebih besar atau dengan pola tektonik dimana batuan itu berada. Hal lain yang menjadi pembeda adalah tidak adanya material pengisi urat, baik pada sesar mikro (*microfault*) maupun pada ruang diantara partikel-partikel breksi. Pada kebanyakan kasus, lipatan yang terbentuk berskala kecil dan umum-nya terpancung atau berakhir pada bidang perlapisan. Hal itu mengindikasikan bahwa lipatan itu pernah terbentuk, namun kemudian tererosi sebelum diendapkannya lapisan yang menindihnya. Semua struktur yang terbentuk sebelum batuan-nya terkonsolidasi diasumsikan terbentuk oleh komponen gaya gravitasi yang mengarah ke bawah lereng. Jika memang demikian halnya, maka struktur itu menjadi kriteria untuk menentukan arah lereng dan, oleh karena itu, harus diamati dan dipetakan dengan hati-hati. Kebenaan paleogeografi dari struktur-struktur itu telah dipaparkan oleh Kuenen (1952), Murphy & Schlanger (1962), Marschalko (1963), Scott (1966), serta Hubert (1966).

Ada beberapa cara lain yang menyebabkan terbentuknya perlapisan deformasi. Sebagian lipatan sedimen lunak dinisbah-kan pada kandasnya gunung es, terdorong-nya pesisir massa es, dsb. Meskipun deformasi sedimen lunak sering ditemukan dalam endapan *glaciolacustrine*, namun struktur seperti itu juga muncul dalam endapan dimana aksi es sangat tidak mungkin terjadi. Gaya gravitasi sering menghasilkan struktur sedimen lunak.

Perlipatan sedimen lunak sering terjadi pada banyak sedimen. Struktur itu banyak ditemukan dalam paket pasir-serpih yang berlapis tipis. Lipatan nendat (*slump fold*) dan breksi nendat (*slump breccia*), di lain pihak, sering ditemukan dalam paket batugamping, terutama yang ada di sekitar terumbu.

Sebagaimana dikemukakan oleh Rich (1950), ada beberapa tipe *synsedimentary fold*. Salah satu varietas lipatan itu hanya berkembang secara terbatas pada satu lapisan batupasir atau satu lapisan batulanau yang tipis, baik batupasir dan batulanau silikaan maupun batupasir dan batulanau gampingan. Dalam lipatan seperti itu, stratum itu sendiri tidak terlibat; hanya laminasi internalnya saja yang terkontorsi. Struktur yang disebut perlapisan konvolut (*convolute bedding*) itu memiliki asal-usul yang belum dapat dipastikan, dan mungkin tidak disebabkan oleh nendatan. Hal ini akan dibahas pada bagian lain dari buku ini.

Berbeda dengan perlapisan konvolut, perlipatan nendat biasanya melibatkan lebih dari satu lapisan. Tipe perlipatan itu, yang telah dibahas dengan cukup mendalam oleh Hadding (1931), mempengaruhi banyak lapisan dan agaknya merupakan produk pengaliran massa batuan. Jika proses pengaliran berlangsung cukup lama, maka sebagian lapisan dapat terhancurkan, bahkan semua lapisan dapat terhancurkan sedemikian rupa sehingga akhirnya terbentuk konglomerat semu (*pseudoconglomerate*) dan breksi. Jika pergerakan terdistribusikan di seluruh bagian massa batuan, maka lapisan-lapisan tipis yang relatif kompeten akan terpecah-pecah menjadi fragmen tidak beraturan yang ukurannya bervariasi. Pada beberapa kasus, fragmen-fragmen itu hanya memperlihatkan sedikit pemisahan dan tidak memperlihatkan rotasi. Pada kasus lain, fragmen-fragmen itu terotasi dan terpilin sehingga bentuknya menjadi seperti kail. Fragmen-fragmen seperti itu dinamakan *slump overfold* oleh Crowell (1957). *Slump overfold* dan *spiral slump ball* itu, atau yang disebut sebagai “struktur bola salju” (*snow ball structure*) oleh Hadding (1931), dapat memberikan petunjuk mengenai arah longsoran. Hasilnya adalah tekstur khaotik yang, bersama-sama dengan kadar air yang tinggi, dapat memiliki mobilitas tinggi dan

berevolusi menjadi aliran lumpur dan menyebabkan terbentuknya “*pebbly mudstone*” (Crowell, 1957) atau *tilloid*. Endapan itu akan dibahas lebih jauh pada Bab 8.

Pada kasus lain, nendatan menyebabkan terbentuknya perlipatan ketat (*tight folding*) pada lapisan yang terletak di atas suatu *detachment surface*. Pergerakan tipe *décollement* itu, di atas bidang perlapisan bawah, menghasilkan struktur yang mirip dengan *nappe*. Struktur yang disebut terakhir ini disertai dengan pelemahan, bahkan hiatus, pada *detachment area* di bagian hulu. Struktur itu sering ditemukan dalam lempung warwa dalam danau *proglacial* Plistosen (van Straaten, 1949; Fairbridge, 1947).

Endapan nendat dapat demikian tebal dan memiliki penyebaran yang luas. Ksiazkiewicz (1958) pernah menemukan endapan nendat yang tebalnya 55 m. Crowell pernah menemukan lapisan nendat (*slump bed*) berukuran besar dalam endapan Kapur di California. Sebagian *slump sheet* cukup tebal untuk dapat dipetakan (Jones, 1937) dan tersebar pada daerah yang luasnya beratus-ratus kilometer persegi. Sebagian besar endapan nendat yang ditemukan dalam rekaman geologi agaknya merupakan endapan bahari.

Nendatan dalam sedimen gampingan tidak jauh berbeda dengan nendatan dalam sedimen klastika. Struktur longsor (*slide structure*), yang bervariasi mulai dari kontorsi skala kecil hingga lipatan berskala besar dengan amplitudo 10–15 m serta breksi kasar dengan ketebalan 10–15 m dan menyebar pada wilayah yang luasnya beberapa ratus kilometer persegi, pernah ditemukan dalam batugamping Perm pada Guadalupe Reef complex di New Mexico (Newell dkk, 1953; Rigby, 1958). Breksi batugamping di Pegunungan Alpina berasosiasi dengan *graded limestone*, atau apa yang disebut sebagai batugamping alodapik (*allodapic limestone*) oleh Meischner (1964), dinisbahkan oleh Kuenen & Carozzi (1953) pada nendatan dan longsor pada *reef front*.

4.5.3 Korok dan Retas Batupasir

Di lapangan kita tidak jarang dapat menemukan korok kecil yang diisi oleh pasir, memotong bidang perlapisan, dengan panjang beberapa centimeter. Sebenarnya itu merupakan lekang kerut yang terisi oleh pasir. Korok itu kemudian bergabung dengan lapisan batupasir yang terletak di atasnya dan, setelah serpih yang terletak di bawah batupasir itu tererosi, tampak sebagai suatu sistem *cast* dari lekang kerut yang berbentuk poligonal. Itu merupakan struktur sedimen berskala kecil. Namun, jika korok itu memiliki ketebalan beberapa meter dan dapat ditelusuri keberadaannya hingga beberapa ratus meter atau bahkan beberapa ribu meter, “korok” itu sebenarnya merupakan tubuh batuan yang substansial. Korok batupasir, dan retas batupasir yang ber-asosiasi dengannya, akan dibahas panjang lebar pada Bab 5.

4.5.4 Perlapisan Konvolut

Perlapisan konvolut (*convolute bedding*), yang disebut juga laminasi konvolut (*convolute lamination*) atau *slip bedding*, merupakan struktur deformasi yang masih menjadi teka-teki. Rich (1950) menamakan struktur itu sebagai kontorsi intrastrata (*intra-stratal contortion*). Penamaan seperti itu agaknya lebih sesuai untuk memaparkan fenomena tersebut. Perlapisan konvolut memang merupakan kontorsi intrastrata dan hanya melibatkan laminasi yang ada di bagian dalam suatu lapisan, namun tidak melibatkan bidang perlapisan.

Perlipatan konvolut (*convolute folding*) agaknya hanya ditemukan dalam lapisan lanau kasar dan pasir halus dengan ketebalan 2–25 cm. Dalam lapisan seperti itu, baik yang disusun oleh material gampingan maupun material silikaan, terdapat himpunan lipatan yang kompleks. Individu-individu laminasi dapat ditelusuri dari satu lipatan ke lipatan lain, meskipun banyak juga ditemukan ketidakselarasan kecil. Secara umum, sinklin cenderung lebar dan berbentuk-U, sedangkan antiklin yang terletak diantara dua sinklin ketat dan

memperlihatkan kehadiran puncak lipatan. Lipatan konvolut cenderung menghilang ke atas dan ke bawah lapisan. Pada beberapa kasus, antiklin tampak terpancung oleh erosi.

Distorsi-distorsi tersebut di atas bukan merupakan lipatan biasa karena pola bidang perlapisan tidak memperlihatkan kesinambungan puncak lapisan. Struktur itu merupakan sederetan kubah dan cekungan yang tajam. Pola itu mengindikasikan suatu sistem pergerakan vertikal yang kompleks, bukan *displacement* lateral. Geometri struktur itu, bersama-sama dengan penyebarannya yang hanya terbatas pada suatu lapisan serta hanya terjadi pada material dengan ukuran tertentu (lanau kasar atau pasir halus), agaknya mengindikasikan bahwa struktur itu terbetuk akibat *internal readjustment* material tersebut ketika masih berada dalam keadaan likat atau hampir likat.

Banyak teori diajukan untuk menjelaskan struktur itu (lihat Potter & Pettijohn, 1963) dan agaknya tidak satupun teori itu memuaskan semua pihak. Perlapisan konvolut umumnya berasosiasi dengan lanau dan pasir yang mengandung gelembur, dimana *ripple bedding* itu sendiri tersungkupkan, bahkan mengalami pembalikan. Hal lain yang masih menjadi permasalahan adalah perbedaan antara perlapisan konvolut yang sebenarnya dengan struktur deformasi lain.

4.6 STROMATOLIT DAN STRUKTUR BIOGENIK LAINNYA

4.6.1 Stromatolit

Istilah stromatolit (*stromatolite*), yang agaknya berasal dari Bahasa Jerman *Stromatolith* (digunakan pertama kali oleh Kalkowsky, 1908, h. 68), berarti struktur laminasi dalam sedimen berukuran pasir, lanau, dan lempung yang terbentuk akibat penjebakan dan pengikatan partikel detritus oleh algamat. Istilah stromatolit ganggang (*algal stromatolite*) mungkin lebih tepat. Secara umum, material partikuler yang diikat oleh ganggang itu merupakan material gampingan, meskipun dapat juga material lain (Davis, 1968). Struktur

itu bervariasi, mulai dari laminasi datar, yang perlu diamati secara seksama untuk membedakannya dari laminasi biasa, hingga berbentuk tonjolan kecil dengan ukuran dan derajat kecembungan yang beragam, hingga struktur seperti kolom yang tidak jauh berbeda dengan tumpukan mangkok terbalik, hingga bentuk-bentuk yang memperlihatkan percabangan. Selain stromatolit, yang merupakan struktur yang tetap atau terikat, ada juga onkolit (*oncolite*) yang mobil dan dapat bergerak bebas. Onkolit adalah struktur berornamen yang dilihat sekilas mirip dengan konkresi.

Selain itu ada juga struktur yang memiliki bentuk eksternal dan ukuran yang sama dengan stromatolit setengah-bola (*hemispherical stromatolite*), namun tidak memiliki laminasi internal. Struktur itu disebut trombolit (*thrombolite*). Istilah yang disebut terakhir ini diusulkan karena struktur itu memiliki struktur internal yang mirip dengan kumpulan partikel (Aitken, 1967).

Tidak mungkin bagi kita untuk membahas semua lapangan stromatologi (*stromatology*). Penjelasan yang mendalam tentang struktur ini dapat diperoleh dari karya Hofmann (1969). Setiap ahli sedimentologi hendaknya mengenal perlapisan stromatolit (*stromatolitic bedding*) dan berbagai bentuk stromatolit-semu yang dihasilkan oleh proses-proses anorganik.

Penggolongan dan tatanama stromatolit tumbuh dengan cepat dan menjadi demikian kompleks. Para peneliti di masa lalu menganggap struktur ini sebagai fosil dan menerapkan nama-nama generik dan spesifik untuk setiap struktur. Waktu itu diperkirakan bahwa stromatolit dihasilkan oleh sekresi organisme dan terbentuk oleh organisme tertentu. Pendapat itu ditentang oleh beberapa ahli dan kemudian muncul konsep baru yang menyatakan bahwa alga yang bertanggungjawab terhadap pembentukan stromatolit mungkin merupakan suatu kompleks beberapa jenis ganggang biru dan hijau-biru yang bersel satu dan berfilamen. Bentuk dan ukuran suatu stromatolit tergantung pada faktor-faktor lingkungan, bukan pada faktor-faktor genetik. Dengan demikian, nama-nama generik tidak akan sah digunakan untuk menamakan stromatolit karena nama-nama itu hanya

merujuk pada berbagai bentuk yang diasumsikan merupakan akumulasi sedimen yang terjebak dan dipandang tidak berkaitan dengan organisme tertentu. Stromatolit bukan merupakan fosil ganggang. Fosil ganggang berbeda dengan stromatolit (Rezak, 1957) karena fosil ganggang memiliki struktur rangka yang dapat dikenal, misalnya dinding sel dan organ reproduksi, sedangkan stromatolit ganggang merupakan tekstur fragmental yang berlaminasi halus.

Ada beberapa ahli yang mencoba untuk menggolongkan dan menamakan berbagai bentuk pertumbuhan (Hofmann, 1969; Logan dkk, 1964; Maslov, 1953; Aitken, 1967). Stromatolit ganggang bervariasi mulai dari pisolit semu berukuran kecil hingga tonjolan berbentuk biskuit atau bunga kol yang berukuran relatif besar (gambar 4-14). Konkresi-semu yang dinisbahkan pada ganggang berkisar mulai dari benda berbentuk seperti bola dengan diameter 0,5–1,0 cm hingga onkolit yang ukurannya lebih besar, agak pipih, dan memiliki *outer coating* yang lebih tidak beraturan. Pertumbuhan biasanya tidak sama di setiap sisi, kecuali pada jenjang awal. Pertumbuhan lanjut paling efektif terjadi pada sisi atas dan jika karena suatu hal onkolit itu menggelinding, maka pertumbuhan baru mungkin akan terjadi pada sisi yang berlawanan dengan sisi pertumbuhan pertama. Sebagian pisolit merupakan pisolit komposit. Maksudnya, pisolit itu disusun oleh beberapa benda yang ukurannya lebih kecil dan tumbuh bersama-sama, kemudian terselimuti pada tahap pertumbuhan selanjutnya. Inti dari struktur itu mungkin merupakan zat asing. Pada beberapa kasus, inti itu merupakan sepotong zat ganggang.

Kerak ganggang (*algal crust*) biasanya mengandung laminasi sederhana dan umumnya merupakan kerak berkerut yang dapat berubah secara berangsur menjadi massa noduler. Kerak itu mungkin hampir datar, pada dasarnya sejajar dengan bidang perlapisan (stromatolit tipe “Weedia”); sedikit melengkung, dengan diameter beberapa centimeter dan tinggi sekitar 1 cm; atau berbentuk setengah bola hingga seperti bunga kol dengan nilai ketinggian yang sama atau lebih besar daripada nilai lebarnya. Beberapa stromatolit berbentuk setengah bola yang lebih besar, dengan diameter beberapa decimeter, dan

dapat berubah bentuknya ke atas menjadi struktur seperti bunga kol. Pada kasus lain, kolom atau jari menyebar ke dalam dua atau lebih cabang yang mengarah ke atas.

Sebagian struktur ganggang memperlihatkan pertumbuhan asimetris. Kepala stromatolit tidak membundar, melainkan eliptis; pemanjangan terjadi pada arah yang sejajar dengan sistem arus (Hoffman, 1967). *Drapeover lamination* juga mencerminkan pertumbuhan asimetris dan tampak lebih tebal pada sisi yang mengarah ke hulu.

Sebagian struktur stromatolit yang kompleks memiliki ukuran yang besar. Individu-individu stromatolit mengolom mungkin tingginya beberapa meter atau lebih. Walau demikian, setiap kolom itu kemungkinan besar tidak memiliki relief lebih dari 1 meter ketika tumbuh. Ketinggian kolom-kolom itu diperoleh akibat pertumbuhan ke atas dari struktur selama berangsungnya sedimentasi. Bioherm ganggang yang berukuran besar, dengan ketebalan hingga sekitar 18 m dan lebar 60 m, pernah ditemukan dalam batugamping Prakambrium (Hoffman, 1969).

Hubungan antara satu kepala stromatolit dengan kepala stromatolit lain, serta dengan sedimen yang ada disekelilingnya, bervariasi. Pada beberapa kasus, laminasi internal dari satu stromatolit dapat ditelusuri hingga mencapai batuan samping dan tampaknya berhubungan dengan kolom stromatolit lain. Pada kasus lain, tidak ada hubungan antara kolom stromatolit dan material antar stromatolit itu merupakan pasir karbonat fragmental. Kepala stromatolit jarang bersifat soliter. Secara umum, kepala stromatolit relatif berdekatan satu sama lain dan bersatu dalam suatu batuan yang dicirikan oleh satu jenis stromatolit.

Istilah trombolit (*thrombolite*) diusulkan oleh Aitken (1967) untuk menamakan *cryptalgal structure* yang erat kaitannya dengan stromatolit, namun tidak memperlihatkan laminasi serta dicirikan oleh *clotted fabric* makroskopis. Dilihat dari bentuk luar dan ukurannya, trombolit mirip dengan stromatolit.

Stromatolit pada dasarnya merupakan perlapisan yang telah berubah—perlapisan yang berubah oleh aktivitas alga. Di bawah kondisi yang beragam, alga

menghasilkan struktur yang juga beragam. Di bawah mikroskop, satu-satunya struktur yang dapat terlihat adalah laminasi yang sejajar dengan permukaan stromatolit. Laminasi itu umumnya tipis, dengan ketebalan sekitar 1 mm atau kurang, serta ditandai oleh konsentrasi material karbonat atau material rombakan lain. Bahkan partikel lanau kuarsa juga dapat terjebak dalam laminasi itu.

Stromatolit dan struktur lain yang berkaitan dengannya yang dapat ditemukan dalam batugamping Prakambrium hingga resen. Kenampakan yang paling baik, dengan kelimpahan yang jauh lebih tinggi, dapat ditemukan dalam batuan yang relatif tua, khususnya batuan Prakambrium dan Paleozoikum awal. Relatif jarang ditemukannya stromatolit dalam strata Fanerozoikum akhir dinisbahkan pada penghancuran algamat oleh binatang yang bergerak menyusur dasar, misalnya keong, serta penghancuran laminasi ganggang oleh organisme pembuat lubang (Garrett, 1970). Diasumsikan bahwa organisme seperti itu belum ada pada Prakambrium serta tidak ada pada waktu-waktu kemudian jika salinitas atau faktor-faktor lingkungan lain menghambat atau menghancurkan biota seperti itu.

Asal-usul stromatolit, sebagai produk aktivitas ganggang, baru dapat dimantapkan pada beberapa tahun belakangan. Black (1933), yang melakukan penelitian di Bahama, adalah orang pertama yang dapat meletakkan dasar-dasar pengetahuan bahwa stromatolit merupakan struktur sedimen organik. Penemuan stromatolit yang terlitifikasi pada masa sekarang di Shark Bay, Australia Barat, menghilangkan keraguan mengenai asal-usul stromatolit sebagai produk aktivitas ganggang (Logan, 1961). Penelitian-penelitian akhir-akhir ini terhadap stromatolit masa kini di Bermuda dan Bahama mampu memberikan detail-detail pengetahuan mengenai perkembangan algamat dan penjebakan sedimen (Gebelein, 1969). Pengamatan-pengamatan terhadap stromatolit, baik stromatolit masa kini maupun stromatolit purba, menunjukkan bahwa struktur itu terbentuk pada wilayah perairan yang sangat dangkal. Karena kerut-merut yang terlihat pada laminasi ganggang dinisbahkan ada pengeringan, maka wilayah perairan itu harus sangat dangkal. Karena itu, lingkungan

tersebut mungkin berupa lingkungan interpasut (*intertidal*). Ganggang tampaknya tidak terbatas baik oleh salinitas maupun temperatur air. Asosiasi yang erat antara stromatolit dengan batugamping berlekang-kerut, *flat-pebble conglomerate*, dan oolit juga mengindikasikan lingkungan perairan yang sangat dangkal. Ketidaksetangkupan yang diperlihatkan oleh sebagian stromatolit menyebabkan struktur itu dapat berperan sebagai indikator arus purba yang sangat baik. Kecembungan stromatolit ke arah atas juga menjadi sebuah kriteria yang baik untuk menentukan posisi stratigrafi pada paket batuan vertikal atau paket batuan yang telah mengalami pembalikan.

4.6.2 Struktur Biogenik Lain

4.6.2.1 Tinjauan Umum

Setiap ahli sedimentologi hendaknya selalu waspada karena dia mungkin menemukan struktur sedimen yang terbentuk akibat aktivitas organisme, misalnya *track*, *trail*, dan lubang galian (*burrow*). Struktur biogenik (*biogenic structures*) sering ditemukan dalam beberapa tipe sedimen. Struktur itu muncul pada bidang perlapisan, baik bidang perlapisan atas maupun bidang perlapisan bawah, serta dapat terlihat pada bidang yang tegak lurus terhadap bidang perlapisan.

Meskipun telah diketahui keberadaannya sejak lama, namun pemelajaran yang sistematis terhadap struktur biogenik masih relatif baru. Sebagaimana stromatolit, para peneliti di masa lalu menganggap struktur biogenik sebagai fosil dan kemudian memberikan nama-nama generik dan nama-nama khusus untuk struktur tersebut. Sebagian struktur biogenik bahkan telah keliru disalahtafsirkan sebagai fosil tumbuhan. Berbagai penelitian yang dilakukan akhir-akhir ini berhasil menyingkapkan khuluk yang sebenarnya dari struktur itu serta memperlihatkan bahwa struktur itu, baik geometri maupun ornamentasi mendetilnya, merupakan rekaman aktivitas organisme. Beberapa organisme dapat menghasilkan struktur yang sama, padahal organisme-organisme itu tidak memiliki kaitan biologi sama sekali. Pengetahuan yang kita miliki mengenai struktur biogenik banyak

diperoleh dari hasil-hasil penelitian terhadap struktur biogenik masa kini sejalan dengan dilakukannya penelitian-penelitian terhadap lingkungan sedimentasi masa kini. Penelitian-penelitian pionir penting yang berkaitan dengan struktur biogenik dilakukan oleh J. Walther pada suatu stasiun penelitian bahari di Teluk Naples serta oleh Rudolph Richter pada stasiun pengamatan Senckenberg-am-Meer di Laut Utara.

Dalam tulisan ini hanya akan disajikan sebuah ikhtisar yang sangat ringkas mengenai struktur biogenik. Penjelasan yang lebih mendetil mengenai iknofosil (*ichnofossil*) dapat diperoleh dari karya tulis Abel (1935), Krejci-Graf (1932), Lessertisseur (1955), Häntzschel (1962), Seilacher (1953, 1964a, 1964b), serta Crimes & Harper (1970).

Struktur biogenik berbeda dari fosil tubuh (*body fossil*) karena tidak akan terombakkan dan terendapkan-ulang. Meskipun struktur biogenik merekam aktivitas tertentu dari suatu binatang, misalnya kebiasaan membuat lubang galian atau cara makan, namun fosil itu terutama sangat bermanfaat untuk menentukan lingkungan dimana organisme itu hidup. Kumpulan “fosil jejak” (*“trace fossil”*) terbukti merupakan indeks yang sangat baik dari fasies sedimen dan kedalaman (gambar 4-15).

Fosil jejak juga memberikan informasi tentang laju sedimentasi dan merupakan penunjuk kadar racun di dasar suatu wilayah perairan. Fosil jejak juga terbukti sangat membantu dalam menentukan posisi stratigrafi pada lapisan-lapisan yang miring curam atau lapisan-lapisan yang telah terbalik.

4.6.2.2 Penggolongan

Fosil jejak dapat digolongkan dengan beberapa cara. Seilacher (1964a), misalnya saja, mengenal adanya lima kelas fungsional dari fosil jejak berdasarkan tingkah laku organisme pembuatnya. Kelima kelas itu adalah:

1. Jejak istirahat (*resting mark; Ruhrspuren; Cubichnia*), yakni jejak dangkal yang dibuat oleh organisme mobil ketika ber-istirahat di dasar perairan.

2. Jejak rangkakan (*crawling trail; Kreichspuren; Repichnia*), yakni jejak yang dibuat oleh organisme mobil ketika bergerak secara merangkak di atas massa sedimen.
3. Jejak perlindungan (*residence structure; shelter structure; Wohnbauten; Domichnia*), yang pada dasarnya merupakan struktur permanen, biasanya berupa lubang galian yang dibuat oleh organisme mobil atau organisme yang hidupnya agak melekat pada sedimen. Lubang itu dibuat untuk melindungi organisme pembuatnya dari predator atau dari proses pengeruk-an sedimen.
4. Struktur pencarian makan (*feeding structure; Fressbauten; Fodinchnia*), yakni lubang galian yang dibuat oleh organisme sesil pemakan sedimen. Struktur itu umumnya memiliki pola radial.
5. Jejak rayapan (*grazing trail; Weidespuren; Pasichnia*), umumnya berupa jejak sinusoidal atau lubang galian organisme pemakan lumpur pada atau di bawah bidang batas sedimen-air.

Seseorang juga dapat menggolongkan struktur biogenik berdasarkan hubungannya dengan bidang perlapisan, geometrinya, atau berdasarkan ornamentasi atau struktur internalnya. Sebagian struktur biogenik hanya terbatas pada bidang perlapisan. Hal itu terutama berlaku untuk *track* dan *trail*. Bentuk dan pola struktur itu bervariasi, mulai dari jejak istirahat berukuran kecil, yang dibuat oleh organisme yang dapat berenang secara bebas, hingga jejak kaki dinosaurus. Struktur itu juga mencakup lekukan-lekukan menerus dan berkelok-kelok yang dibuat oleh organisme yang merayap di atas sedimen. Banyak jejak istirahat mem-perlihatkan simetri bilateral. Banyak *trail* juga memperlihatkan sifat bilateral karena binatang yang menghasilkannya memiliki simetri bilateral. Sebagian struktur biogenik bersifat kompleks sebagai hasil pergerakan anggota badan dan ekor.

Jejak rayapan juga merupakan struktur bidang perlapisan yang dengan pola yang beragam. Sebagian diantaranya berupa jejak sinusoidal; sebagian memperlihatkan keteraturan yang mengagumkan; sebagian berbentuk spiral; sebagian memperlihatkan sinusoitas yang sistematis dan teratur (gambar 4-15), dan sebagian lain memperlihatkan jaringan poligonal (*Paleodycton*). Secara umum, jejak rayapan hanya terbentuk pada

permukaan lumpur dan, oleh karena itu, hanya terawetkan sebagai *cast* pada bidang perlapisan bawah batulanau atau batupasir halus.

Struktur biogenik lain lebih jelas terlihat pada bidang yang lebih kurang tegak lurus terhadap bidang perlapisan. Sebagian struktur itu berbentuk tabung sederhana, misalnya *Skolithus*, sedangkan sebagian lain memiliki pola yang lebih kompleks. Banyak diantaranya berupa tabung berbentuk U. Lubang galian dapat tunggal maupun bercabang. Material pengisi lubang galian umumnya memiliki tekstur yang berbeda dengan batuan setempat dan dalam beberapa kasus proses pengisian ber-langsung secara berangsur dan menerus, namun dapat pula tidak berkesinambungan. Lubang galian sudah barang tentu dapat mencapai bidang batas sedimen-fluida. Pada struktur pencarian makanan, jejak-jejak pada bidang perlapisan dapat bersambung dengan lubang galian, biasanya menyebar dari lubang itu. Karenanya, struktur tersebut memiliki komponen lateral maupun komponen vertikal.

Sebagian besar lubang galian juga dapat terletak horizontal pada bidang perlapisan, bahkan dalam tubuh lapisan. Sebagian lubang galian melebar ke dalam hingga jarak sekitar 20 cm atau lebih, dari permukaan. Sebagian lain merupakan lubang galian dangkal.

Lubang galian dapat dikenal pada bidang yang memotong bidang perlapisan oleh perbedaan tekstur material pengisinya serta oleh batuan sampingnya, terutama oleh penghancuran perlapisan yang ditembusnya. Jika lubang galian cukup melimpah, hanya jejak-jejak samar dari bidang perlapisan asli saja yang masih dapat terlihat (Moore & Scrutton, 1957). Batuan itu mungkin “terjungkirbalikkan” atau “terbajak” oleh organisme. Bioturbasi (*bioturbation*) adalah istilah yang dipakai untuk menamakan aksi tersebut, sedangkan istilah bioturbit (*bioturbite*) digunakan untuk menamakan batuan yang dikenai oleh aksi itu (gambar 4-33).

4.6.2.3 Kebenaan Geologi

Struktur biogenik sangat bermanfaat untuk menentukan urutan stratigrafi dalam paket batuan vertikal atau paket batuan yang telah mengalami pembalikan (Shrock, 1948). Banyak struktur biogenik terawetkan sebagai *cast* pada bidang perlapisan bawah batupasir.

Struktur biogenik juga dapat memberi petunjuk mengenai laju sedimentasi. Seilacher (1962) memperlihatkan bahwa lapisan-lapisan batupasir dalam sekuen *flysch* pada dasarnya merupakan endapan seketika. Jika tidak demikian, lubang-lubang galian akan dapat dimulai pada level yang berbeda-beda dari lapisan itu; bukan hanya dimulai dari puncak lapisan. Batupasir pada beberapa "*Portege*" *sequence* Devon di Pennsylvania memiliki laminasi yang demikian halus; lapisan lain yang berasosiasi dengannya terbioturbasi. Pasir berlaminasi yang tidak terganggu diendapkan dengan sangat cepat (paling lama hanya beberapa hari), sedangkan lumpur yang banyak dikenai aksi pembuatan lubang diendapkan bertahun-tahun, bahkan mungkin berabad-abad.

Ketidakhadiran lubang galian dan preservasi laminasi tidak selalu mengimplikasikan sedimentasi yang cepat. Hal itu mungkin mengimplikasikan penghambatan kehidupan bentos karena kondisi beracun akibat hadirnya H_2S bebas atau akibat tidak adanya oksigen. Kumpulan fosil jejak juga dapat berkorelasi dengan salinitas (Seilacher, 1963).

Aspek paling bermanfaat dari kumpulan fosil jejak adalah sebagai dasar penunjuk fasies. Seilacher (1964a), misalnya saja, mendefinisikan empat fasies yang masing-masing dicirikan oleh kumpulan iknofosil tersendiri. Fasies *Nereites*, mencirikan cekungan *flysch* atau cekungan turbidit. Fasies *Zoophycus* mencirikan lingkungan perairan-dangkal, namun tenang. Fasies *Cruziana* menempati paparan dangkal. Fasies *Skolithus* pada dasarnya merupakan fasies pesisir berenergi tinggi. Lingkungan turbidit perairan-dalam (fasies *Nereites*) terutama dicirikan oleh jejak rayapan. Hal itu berbeda dengan lingkungan pesisir turbulen yang didominasi oleh lubang galian yang dibuat sebagai tempat perlindungan atau lubang galian yang dibuat dalam rangka mencari makanan. Morfologi fosil jejak sudah

barang tentu mencerminkan organisme yang bertanggungjawab terhadap pembentukannya serta adaptasi organisme itu terhadap kondisi lingkungan.

Pendeknya, fosil jejak merupakan sebuah alat bantu yang sangat bermanfaat bagi para ahli sedimentologi. Sebagaimana aspek-aspek batuan sedimen yang lain, fosil jejak dapat dipetakan dan digunakan untuk mendefinisikan sabuk-sabuk fasies utama (Farrow, 1966) serta untuk membantu dalam menafsirkan perubahan-perubahan kedalaman (Seilacher, 1967).

4.7 STRUKTUR DIAGENETIK

Ada sekumpulan struktur—konkresi, nodul, dsb—yang terbentuk akibat pelarutan dan presipitasi pasca-pengendapan. Struktur epigenetik itu akan dibahas secara mendetil pada Bab 12.

BAB 5

GEOMETRI ENDAPAN SEDIMEN

5.1 TINJAUAN UMUM

Sebagaimana batuan beku, batuan sedimen memiliki geometri yang beragam. Ketertarikan para ahli terhadap geometri batuan sedimen sebagian besar dipicu oleh kegiatan eksplorasi migas karena akumulasi-akumulasi migas memiliki kaitan dengan batuan sedimen yang memiliki geometri tertentu (misalnya dengan terumbu dan batupasir talisepatu). Selain itu, pengetahuan mengenai geometri sebagian besar tumbuh dari kegiatan eksplorasi migas karena lubang-lubang pengeboran yang relatif berdekatan memungkinkan diketahuinya detil-detil geometri batuan sedimen. Apa yang dimaksud dengan geometri adalah bentuk umum dan dimensi (bukan susunan internalnya), meskipun kedua hal itu saling berkaitan. Susunan internal batuan sedimen akan dibahas pada Bab 15 karena bentuk eksternal dan susunan internal endapan sedimen memegang peranan penting dalam analisis lingkungan pengendapan.

Salah satu karya tulis yang pertama-tama membahas tentang geometri batuan sedimen adalah makalah yang disusun oleh Rich (1938). Dalam makalah itu, Rich mencoba untuk memformulasikan suatu skema penggolongan rasional mengenai geometri pasir, kemudian menyajikan suatu ikhtisar yang memaparkan ciri-ciri utama dari setiap geometri tersebut. Hasil-hasil penelitian para ahli terhadap geometri pasir mencapai puncak dengan diterbitkannya *Geometry of Sandstone Bodies* pada 1961. Karya tulis penting lain yang membahas tentang geometri pasir disusun oleh Potter (1963), LeBlanc (1972), serta Shelton dkk (1972). Selain itu tidak sedikit pula makalah yang mencoba untuk membahas geometri pasir tertentu.

Geometri batuan karbonat mendapatkan perhatian serius dari para ahli ketika diketahui bahwa jebakan migas tertentu ber-asosiasi dengan batugamping terumbu purba. Penemuan itu menjadi pemicu dilakukannya penelitian yang mendetil terhadap terumbu, baik terumbu masa kini maupun terumbu purba. Dengan penelitian-penelitian tersebut, para ahli kemudian mengetahui bahwa tidak semua bioherm—suatu istilah yang digunakan oleh Cummings & Shrock (1928) untuk menamakan *carbonate buildup* yang memiliki penyebaran terbatas—berupa terumbu. Sebagian bioherm merupakan endapan kalsilutit yang pada dasarnya merupakan *mud mound*. Meskipun para ahli telah banyak menunjukan perhatian mereka pada ukuran, bentuk, dan orientasi *carbonate buildup*, namun pengetahuan tentang geometri endapan karbonat masih tertinggal oleh pengetahuan mengenai geometri endapan pasir.

Geometri "kubah" garam dan struktur lain yang berkaitan dengannya telah diketahui sejak lama. Perkembangan pengetahuan mengenai kubah garam juga erat kaitannya dengan eksplorasi migas karena sebagian jebakan migas berasosiasi dengan kubah garam. Pengetahuan mengenai kubah garam dapat ditemukan dalam berbagai buku, misalnya dalam *Geology of Petroleum* (Levorsen, 1967, h. 356-379) dan *Diapirism and Diapirs* (Braunstein & O'Brien, 1968). Berbeda dengan endapan pasir atau terumbu, kubah garam merupakan struktur sekunder yang terbentuk pasca-pengendapan.

Secara umum, geometri endapan sedimen dapat diketahui dari program pemetaan yang dilakukan secara seksama atau dari penelitian terhadap *geophysical logs*, inti bor, dan keratan pengeboran yang berasal dari lubang-lubang bor yang relatif berdekatan.

5.2 GEOMETRI BATUPASIR

Pada mulanya batupasir dicandra sebagai *sheet sands* (dua dimensi diantaranya memiliki nilai yang relatif tinggi, sedangkan dimensi yang ketiga sangat kecil dibanding dua dimensi lain) atau sebagai *shoestring sands* (salah satu dimensi jauh lebih besar dibanding dua dimensi lain). Krynine (1948) memperluas tata peristilahan geometri batupasir menjadi empat tipe: (1) selimut (*blanket*) atau lembaran (*sheet*); (2) tabuler (*tabular*); (3) prisma

(*prism*); dan (4) talisepatu (*shoestring*) (gambar 5-1). Setiap bentuk itu didefinisikan berdasarkan nisbah lebar terhadap ketebalan. Ahli lain (a.l. Rittenhouse, 1961 dan LeBlanc, 1972) meng-golongkan geometri batupasir berdasarkan genesisnya menjadi pasir aluvial (*alluvial sands*), pasir gumuk (*dune sands*), pasir gisik (*beach sands*), dsb. Meskipun ancangan yang disebut terakhir ini memberikan arti geologi yang sangat baik, namun cenderung menimbulkan kerancuan antara konsep geometri (bentuk dan ukuran) dengan konsep model sedimen yang melibat-kan banyak faktor. Selain itu, sebagaimana dikemukakan oleh Potter (1963), penggolongan genetik dapat dikenai galat karena penentuan lingkungan pengendapan pasir purba kadang-kadang sukar untuk dilaksanakan. Suatu tubuh batupasir juga dapat berubah secara berangsur menjadi tubuh batupasir lain. Lebih jauhnya lagi, data bawah permukaan, yang umumnya berupa data geofisika, juga tidak dapat langsung digunakan untuk menafsirkan lingkungan pengendapan. Karena itu, Potter (1963) kemudian mengajukan sebuah skema penggolongan geometri batupasir yang bersifat deskriptif dan geometris. Dia mengenal adanya dua kategori tubuh pasir: (1) *sheet sands* yang memiliki pelamparan luas; dan (2) tubuh pasir linier atau memanjang (kadang-kadang tidak menerus). *Sheet sands* Paleozoikum Akhir di Illinois cenderung tipis (kurang dari 6 meter), berbutir halus, bergelembur, dan mengandung fosil bahari. Tubuh-tubuh pasir itu membentuk suatu tumpukan yang selaras satu di atas yang lain. Tubuh pasir linier yang ada dalam paket endapan itu lebih tebal (ketebalannya hingga 38 meter), umumnya lebih kasar, dan pada beberapa kasus mengandung intraklas serpih dan kerikil kuarsa berukuran kecil. Pasir linier itu mengandung struktur lapisan silang-siur, *reworked marine fossils*, dan material rombakan tumbuhan. Bagian bawahnya merupakan bidang erosi dan *disconformity*. Tubuh pasir linier itu memiliki empat pola penyebaran: *Pods*, *ribbon*, *dendroid*, dan *belt* (gambar 5-2).

Penulis membedakan geometri pasir ke dalam empat kategori: (1) tubuh pasir linier sederhana (*simple linear sands*) atau pasir talisepatu (*shoestring sands*); (2) tubuh pasir yang kompleks (*complex sand bodies*) dan pasir linier bercabang (*bifurcating linear sands*); (3) tubuh pasir membaji (*wedge-shaped sand bodies*); serta (4) tubuh pasir berbentuk

lembaran (*sheet sands*). Korok dan retas batupasir membentuk satu kategori tersendiri karena keduanya merupakan struktur sekunder, bukan struktur primer yang terbentuk akibat pengendapan.

Tubuh pasir sudah barang tentu tidak harus tubuh pasir silikaan. Pasir karbonat juga membentuk akumulasi-akumulasi diskrit (Ball, 1967). Walau demikian, sebagaimana dikemukakan pada tulisan lain, keberadaan pasir karbonat jauh lebih sukar untuk diketahui dalam rekaman geologi dibanding tubuh pasir yang terkungkung diantara serpih.

5.2.1 Pasir Talisepatu

Istilah pasir talisepatu (*shoestring sand*), yang diperkenalkan pertama kali oleh Rich (1923), diterapkan pada tubuh pasir yang nilai panjangnya jauh lebih besar dibanding nilai lebar dan ketebalannya. Pasir talisepatu merupakan produk akumulasi pasir dalam suatu sabuk yang relatif sempit. Asal-usul dan *trend* tubuh pasir seperti itu telah lama menarik perhatian para ahli geologi. Makalah karya Bass (1934) mengenai pasir talisepatu Bartlesville di Kansas telah menarik perhatian banyak ahli karena menawarkan beberapa persoalan yang menarik untuk dikaji.

Pasir talisepatu memiliki ukuran yang beragam, mulai dari ukuran kecil yang seluruhnya dapat terlihat dalam satu singkapan hingga ukuran besar yang tebalnya beberapa puluh meter, lebar hingga sekitar 3 km, dan panjang ratusan kilometer. Bethel Sandstone (Karbon Awal) di bagian barat Kentucky dan selatan-tengah Indiana, misalnya saja, dapat ditelusuri keberadaannya hingga jarak 320 km (Reynolds & Vincent, 1967). Lihat gambar 5-3. Di dekat Fort Knox, pasir itu terlihat memiliki ketebalan 46-61 m dengan lebar 0,8-1,3 km (Sedimentation Seminar, 1969). Alur Caseyville (Karbon Akhir) di Kentucky dapat ditelusuri keberadaannya hingga jarak 161 km dengan tebal 30-60 m dan lebar 6,4-9,9 km (gambar 5-4). Contoh lain adalah Anvil Rock Sandstone (Karbon Akhir) di Illinois (gambar 5-5). Pasir talisepatu Bartlesville di Kansas dan Oklahoma memiliki ketebalan 15,2-45,7 m, lebar 0,8-3,2 km, dan panjang 3,2-9,6 km. Batupasir itu biasanya tersusun dalam suatu sabuk yang panjangnya sekitar 80 km (gambar 5-6).

Sebagian pasir talisepatu menempati lembah torehan; pasir talisepatu lain memiliki dasar yang rata dan tampaknya bukan merupakan endapan alur. Pasir talisepatu dapat membentuk tubuh-tubuh pasir yang tidak menerus. Pola yang tidak menerus seperti itu sebagian muncul karena telah tererosi sedemikian rupa sehingga menyebabkan terbentuknya sisa-sisa erosi yang tidak menerus; sebagian lain memang berbentuk seperti itu karena proses-proses pengendapan berlangsung dalam suatu sabuk. Sebagian pasir talisepatu memperlihatkan pola sederhana dengan sedikit perkelokan; sebagian lain memperlihatkan kelokan-kelokan yang cukup tajam. Sebagian pasir talisepatu memperlihatkan pola yang lebih kompleks serta bercabang, baik cabang divergen maupun cabang konvergen. Hal ini akan dibahas nanti.

Pasir talisepatu memiliki asal-usul yang beragam. Sebagian merupakan endapan alur sungai, misalnya pasir Caseyville di Kentucky; sebagian lain merupakan endapan alur bawahlaut (*submarine channel*) yang berkembang dalam paparan karbonat, misalnya pasir Bethel; sebagian yang lain lagi merupakan endapan pulau gosong (*barrier island*), misalnya pasir Bartlesville.

5.2.2 Tubuh Pasir yang Kompleks

Tubuh pasir yang kompleks mencakup tubuh pasir yang memperlihatkan pola percabangan yang kompleks, baik per-cabangan konvergen maupun percabangan divergen, serta tubuh pasir yang memperlihatkan pola anastomotik.

Kompleksitas tubuh pasir antara lain dapat muncul karena beberapa tubuh pasir yang lebih kurang linier sederhana saling bertumpuk satu di atas yang lain. Penumpukan seperti itu menghasilkan pasir yang ketebalannya tidak beraturan. Tubuh-tubuh pasir yang saling bertumpuk seperti itu dapat disebut *multistory sand* (gambar 5-7).

Kompleksitas tubuh pasir juga dapat muncul akibat percabangan tubuh pasir sebagaimana dapat ditemukan pada cabang-cabang sungai dalam suatu tatanan delta. Pada beberapa kasus, tubuh pasir memperlihatkan pola anastomotik. Contoh-contoh dari tubuh pasir yang kompleks adalah pasir "Frio" (Oligosen) di Lapangan Seeligson. Pasir itu

ditafsirkan sebagai produk suatu sistem percabangan sungai di bagian atas dataran delta (Nanz, 1954). Lihat gambar 5-8. Batupasir "Jackpile" (Jura) di New Mexico memiliki karakter yang mirip dengan pasir "Frio" dan diperkirakan merupakan produk suatu sistem percabangan sungai di bagian atas dataran delta (Schlee & Moench, 1961). Salah satu tubuh pasir dengan percabangan divergen dan memiliki pelamparan yang luas adalah Batupasir Booch (Karbon Akhir) di bagian timur Oklahoma (Busch, 1959). Tubuh pasir itu ditafsir-kan sebagai endapan cabang-cabang sungai utama dari suatu delta (gambar 5-9).

5.2.3 Tubuh Pasir Membaji (Tubuh Pasir Berbentuk Kipas)

Bentuk penampang melintang sebagian endapan sedimen, terutama pasir dan gravel, membaji. Apabila dilihat pada bidang horizontal, tubuh pasir itu tampak menyebar secara divergen dari puncak yang relatif tebal. Salah satu contoh tubuh pasir seperti itu adalah Anggot Salt Wash dari Formasi Morrison (Jura) di Utah dan Colorado. Endapan itu memiliki ketebalan sekitar 183 m pada puncaknya, kemudian menyebar ke utara, timurlaut, dan timur hingga jarak sekitar 322 km (gambar 5-10). Pada beberapa kasus, endapan yang berbentuk seperti kipas jumlahnya cukup banyak untuk bergabung satu dengan yang lain sedemikian rupa sehingga membentuk suatu *apron* komposit yang membaji.

Tubuh sedimen yang bentuknya seperti tersebut di atas diketahui terbentuk pada kaki lereng yang curam pada mulut ngarai bawahlaut. Kipas turbidit seperti tu masih relatif baru diketahui keberadaannya. Contoh-contoh endapan seperti itu adalah Kipas Tarzana yang berumur Miosen (Sullwold, 1960) dan Kipas Capistrano yang berumur Miosen di Dana Point, dekat Newport, California (Piper & Normark, 1971).

5.2.4 Tubuh Pasir Berbentuk Lembaran

Sebagaimana diimplikasikan oleh namanya, pasir berbentuk lembaran memiliki nilai penyebaran lateral yang jauh lebih besar dibanding nilai ketebalannya. Banyak, jika bukan sebagian besar, tubuh batupasir termasuk ke dalam kategori ini. Tubuh pasir ini menutupi

wilayah yang luasnya ribuan kilometer persegi, meskipun tebalnya mungkin hanya beberapa puluh hingga beberapa ratus meter.

Asal-usul tubuh pasir berbentuk lembaran sejak lama telah menjadi permasalahan bagi para ahli karena sebagian besar pasir masa kini umumnya berasosiasi dengan sungai dan gisik yang notabene merupakan lingkungan linier. Bagaimana dalam rekaman geologi dapat ditemukan sekian banyak tubuh pasir yang tersebar demikian luas seolah-olah menyelimuti wilayah tersebut? Sebagian besar ahli berpendapat bahwa tubuh pasir seperti itu terbentuk akibat "sedimentasi lateral." Jadi, bagian tertentu dari tubuh pasir itu tidak seumur dengan bagian-bagian lain dari tubuh pasir tersebut. Batas-batasnya memotong bidang waktu dengan sudut pemotongan yang landai. Tubuh pasir seperti itu juga dapat ditafsirkan sebagai produk pertumpang-tindihan sejumlah tubuh pasir linier, dimana setiap tubuh pasir linier itu semula terpisah satu dari yang lain, misalnya pasir talisepatu. Contoh dari tubuh batupasir lembaran yang merupakan produk penggabungan seperti itu adalah Kelompok Mesaverde (Kapur) di San Juan Basin, Colorado, terutama Point Lookout Sandstone (Hollenshead & Pritchard, 1961) yang merupakan produk migrasi pesisir.

5.2.5 Orientasi Tubuh Pasir

Orientasi tubuh pasir, relatif terhadap jurus dan kemiringan pengendapan, sangat menarik untuk dikaji. Tubuh pasir disebut sebagai pasir jurus (*strike sand*) jika penyebarannya lebih kurang sejajar dengan kemiringan pengendapan (*depositional strike*). Tubuh pasir yang lain disebut pasir kemiringan (*dip sand*) jika penyebarannya lebih kurang sejajar dengan arah kemiringan purba. Tubuh pasir linier yang berasal dari pulau gosong terletak sejajar dengan pesisir. Tubuh pasir lain, khususnya tubuh pasir yang berkaitan dengan alur sungai, biasanya terletak lebih kurang tegak lurus terhadap garis pantai. Sebagian tubuh pasir yang lain lagi tidak memperlihatkan hubungan yang jelas dengan lereng purba.

Jika suatu tubuh pasir muncul di atas suatu ketidakselarasan, dan jika ketidakselarasan itu berkembang pada lapisan-lapisan yang terangkat, maka akumulasi pasir tersebut

mungkin dikontrol oleh topografi yang terkubur dan hasilnya disebut *strike-valley sand body* (Busch, 1959).

Dalam kaitannya dengan orientasi tubuh pasir, ada satu hal yang menarik untuk dikaji, yakni hubungan antara tekstur dan struktur tubuh pasir dengan bentuk eksternalnya. Ketiga aspek tersebut diasumsikan merupakan produk sistem arus purba yang menyebabkan terendapkannya pasir tersebut. Karena itu, agaknya dapat diasumsikan bahwa orientasi butiran dan perlapisan silang-siur, misalnya saja, memperlihatkan hubungan yang sistematis dengan sumbu panjang tubuh pasir. Asumsi tersebut kelihatannya tidak berlebihan. Pertanyaan tersebut telah dibahas secara mendalam oleh Potter & Pettijohn (1963, h. 173-190).

5.3 KOROK, RETAS, DAN AUTOINTRUSI BATUPASIR

Intrusi pasir ke dalam batuan sedimen atau batuan lain merupakan gejala khas yang dapat ditemukan dalam kumpulan batuan sedimen tertentu. Korok (*dike*) dan retas (*sill*) batupasir, serta benda lain yang berasosiasi dengannya, memiliki umur yang beragam mulai dari Prakambrium hingga Plistosen.

Korok batupasir memiliki ketebalan mulai dari sekitar 2 cm hingga lebih dari 10 m. Sebagian korok kuarsit Prakambrium yang memotong batuan di Espanola, pesisir utara Danau Huron, memiliki ketebalan 9 m (Quirke, 1917; Collins, 1925; Eisbacher, 1970). Korok itu dianggap istimewa karena mengandung kerikil-kerikil granit yang berukuran hingga sekitar 15 cm. Kerikil-kerikil itu umumnya terkonsentrasi di bagian tengah korok. Banyak korok batupasir memiliki penyebaran yang sangat terbatas, yakni hanya pada satu singkapan. Walau demikian, Vitanage (1954) pernah memetakan korok-korok batupasir yang menembus granit Colorado. Dari pemetaannya itu terlihat bahwa korok dapat ditelusuri keberadaannya hingga jarak sekitar 12,9 km. Diller (1890) menelusuri "Great Dike" yang memotong sedimen Kapur hingga jarak sekitar 14,5 km.

Banyak korok batupasir merupakan tubuh batupasir vertikal, tabuler, dengan dinding yang lurus dan tegas. Walau demikian, pada beberapa kasus, misalnya korok yang ditemukan di Pegunungan Carpathia, Polandia, (Dzulynski & Radomski, 1956) dan dalam endapan Paleogen di Tunisia (Gottis, 1953), bentuknya tidak beraturan, sinusoidal, dan di beberapa tempat terpotong-potong menjadi tubuh pasir yang terpisah. Munculnya bentuk sinusoidal yang tidak beraturan seperti itu dinisbahkan pada pengurangan ketebalan serpih yang melingkupi korok itu akibat kompaksi. Fenomenon yang sama menghasilkan apa yang disebut sebagai "*crumpled mud-crack cast*". Jika konsep itu benar adanya, maka injeksi korok itu terjadi sebelum berlangsungnya kompaksi. Pada kasus seperti itu, kita bahkan dapat membuat taksiran kuantitatif terhadap proses kompaksi yang berlangsung setelah terjadinya injeksi. Di lain pihak, banyak korok, misalnya korok yang dicandra oleh Diller (1890), tidak terdeformasi. Karena korok itu vertikal dan strata yang melingkupinya terlipat, Diller berkeyakinan bahwa korok itu diinjeksikan setelah strata di sekelilingnya terangkat.

Secara umum, tubuh pasir yang menjadi korok merupakan pasir masif, meskipun, sebagaimana telah dikemukakan di atas, kerikil (bukan inklusi batuan samping) dapat hadir didalamnya. Diller (1890) menemukan kesejajaran lembaran-lembaran mika dengan dinding korok. Kesejajaran mika dan sumbu panjang kuarsa dengan dinding korok juga pernah dilaporkan oleh Vitanage (1954). Kesejajaran seperti itu menunjang gagasan yang menyatakan bahwa korok itu terbentuk akibat injeksi; bukan akibat pengisian butir-demi-butir pada suatu retakan terbuka.

Retas batupasir, karena merupakan benda tabuler yang sejajar dengan bidang perlapisan, mirip dan kadang-kadang tertukar dengan lapisan. Berbeda dengan lapisan yang berasosiasi dengannya, retas batupasir tidak memperlihatkan *grading* atau stratifikasi silang-siur serta tidak memiliki struktur bidang perlapisan bawah yang biasanya mencirikan fasies dimana retas itu berada. Jika ditelusuri hingga jarak yang cukup jauh, retas batupasir biasanya memotong bidang perlapisan dan menyebar pada level stratigrafi yang berbeda-beda.

Mengapa korok batupasir sering ditemukan dalam sedimen tertentu (khususnya dalam fasies *flysch*) masih belum dipahami sepenuhnya. Peretakan dinisbahkan pada gempa bumi, sedangkan injeksi itu sendiri dinisbahkan pada pergerakan pasir yang dijenuhi air dan bersifat mobil di bawah tekanan hidrostatika. Fairbridge (1946) serta Dzulynski & Radomski (1956) memperlihatkan adanya asosiasi antara korok batupasir dengan nendatan. Fairbridge (1946) berkeyakinan bahwa korok dan struktur lain yang berasosiasi dengannya mengindikasikan fasies dan lingkungan sedimentasi tertentu, yakni "wilayah *foredeep* dari sabuk geosinklin" yang tidak stabil dan secara tektonik bersifat aktif. Konsep itu mungkin dapat diterapkan pada banyak korok batu-pasir, namun korok-korok tertentu, misalnya korok berganda (*multiple dike*) yang ada dalam granit Colorado, mungkin terbentuk akibat sebab-sebab lain.

5.4 GEOMETRI BATUAN KARBONAT

Secara umum, pengetahuan tentang geometri tubuh batuan karbonat jauh lebih sedikit dibanding dengan pengetahuan tentang geometri tubuh batupasir. Hal itu antara lain terjadi karena, dalam *geophysical logs*, kita lebih mudah membedakan pasir dengan serpih dibanding membedakan pasir karbonat dengan batugamping mikrit. Dengan kata lain, *geophysical logs* tidak memadai untuk membedakan batugamping tertentu dari batugamping lain yang berasosiasi dengannya. Karena itu, pengetahuan kita saat ini masih terlalu minim untuk dapat digunakan sebagai dasar penyusunan klasifikasi tubuh batuan karbonat. Walau demikian, hingga dewasa ini telah ada sebagian ahli yang mencoba untuk menyusun skema penggolongan tubuh endapan karbonat. Sebagai contoh, Ball (1967) mencoba menggolongkan tubuh pasir karbonat masa kini yang ada di Bahama. Sebagian ahli juga telah mempelajari *carbonate "buildup"* atau bioherm, termasuk didalamnya terumbu (*reef*) dan *carbonate mud mound* atau "*knoll*".

5.4.1 Terumbu

Terumbu adalah bioherm yang pada masa sekarang terlihat sebagai massa batuan (umumnya dolomit) yang sarang, tidak berstruktur, memiliki tekstur yang tidak merata, dan memotong bidang perlapisan umum dari batuan lain yang ada disekitarnya. Terumbu merupakan tempat berlangsungnya aktivitas organisme yang vital sehingga menjadi tempat akumulasi karbonat yang aktif. Setelah terbentuk, terumbu akan tumbuh menjadi sebuah tonjolan yang elevasinya lebih tinggi dari daerah sekitarnya, kemudian berkembang hingga mencapai permukaan air laut, bahkan sebagian diantaranya dapat muncul di atas muka air laut. Terumbu tahan terhadap hempasan gelombang. Jika tumbuh pada zona limpasan (*surf zone*), terumbu dapat menghasilkan material rombakan yang kemudian tersebar ke daerah lain yang ada disekelilingnya. Material rombakan yang paling kasar akan membentuk *apron* yang mengelilingi inti terumbu. *Apron* itu berwujud sebagai lapisan-lapisan yang miring curam dan merupakan bagian tak terpisahkan dari kompleks terumbu (gambar 5-11).

Bioherm biasanya merupakan produk suatu komunitas organisme. Organisme terpenting adalah organisme pembentuk rangka yang aktivitasnya menyebabkan terekatkannya sedimen dan menyebabkan terbentuknya tubuh terumbu. Contohnya adalah ganggang. Hampir seluruh bagian terumbu tertua yang ada di dunia ini dihasilkan oleh ganggang.

Terumbu memiliki ukuran yang beragam, mulai dari terumbu kecil seperti *serpulid mound* dan *stromatolitic head* yang ber-ukuran sekitar 1 m, bahkan kurang dari itu, hingga kompleks terumbu berukuran raksasa dengan dimensi ribuan meter. Bioherm stromatolit Prakambrium dengan ketebalan hingga sekitar 18 m dan lebar 61 m pernah ditemukan di Great Slave Lake, Northwest Territories (Hoffman, 1969). Terumbu yang lebih muda dari Prakambrium memiliki komposisi yang lebih beragam dan umumnya memiliki ukuran yang lebih besar dibanding terumbu Prakambrium. Salah satu contoh terumbu yang sangat mengesankan adalah kompleks terumbu Attendorn (Devon) di bagian tengah Jerman. Terumbu itu memiliki tebal lebih dari 900 km dan meliputi daerah yang luasnya lebih dari 100 km². Terumbu Attendorn adalah sebuah struktur yang mirip dengan atoll (Krebs, 1971).

Terumbu lain yang mirip dengan terumbu Attendorn, namun ukurannya lebih kecil, adalah kompleks Iberg-Winterberg di Pegunungan Harz (Franke, 1971). Terumbu Virgilian (Karbon Akhir) di Pegunungan Sacramento, New Mexico, memiliki diameter mulai dari beberapa puluh meter hingga 1,6 km dan ketebalan hingga 61 meter (Plumley & Graves, 1953). Terumbu yang disebut terakhir ini merupakan lensa-lensa batuan karbonat masif yang tertanam dalam batugamping yang berlapis tipis.

Terumbu biasanya memiliki dasar yang datar dan puncak yang cembung serta dikelilingi oleh lapisan-lapisan yang miring curam. Pada beberapa kasus, struktur terumbu dikelilingi oleh *peripheral syncline* yang melengkung lemah dan mengindikasikan bahwa tubuh terumbu itu pernah mengalami penurunan, relatif terhadap substrat yang terletak dibawahnya.

Apabila dilihat pada bidang horizontal, tubuh terumbu biasanya berbentuk lingkaran, meskipun ada sebagian diantaranya yang memanjang. Tubuh terumbu lain memperlihatkan ketidaksetangkupan, hal mana diasumsikan merupakan bentuk tanggapan terumbu terhadap arah angin yang ada pada saat terumbu itu tumbuh (Lowenstam, 1957; Ingels, 1963).

Sebagian besar terumbu muncul dalam kelompok-kelompok tertentu serta membentuk suatu sabuk. Terumbu dapat tumbuh pada tepi batur atau dapat terisolasi dan terletak pada suatu tinggian vulkanik seperti pada kasus terumbu Iberg di Jerman (Franke, 1971).

5.4.2 Mound dan Bank

Tidak semua bioherm berupa terumbu. Maksudnya, tidak semua bioherm memiliki rangka yang tahan terhadap hempasan gelombang. Sebagian bioherm merupakan bank atau tonjolan (mound) karbonat, dalam banyak kasus merupakan lumpur karbonat, yang terakumulasi di suatu tempat akibat beberapa hal. Pernah diperkirakan bahwa sebagian mud bank masa kini terbentuk sebagai akibat baffle effect dari padang rumput laut. Organisme lain, misalnya bryozoa, dapat memegang peranan yang sama di masa lalu. Pray (1958) mencandra bioherm Mississippi yang tebalnya 7,6-107 m, memiliki dasar yang

rata dan puncak yang cembung, yang dia nisbahkan pada proses tersebut. Penjelasan senada digunakan untuk menjelaskan asal-usul "terumbu" Waulsortian (Karbon) yang ada di bagian barat-tengah Irlandia (Lees, 1964). "terumbu" itu membentuk "knoll" yang terutama disusun oleh batulumpur kalsit masif dengan diameter mulai dari sekitar 30-300 m dengan ketebalan yang bervariasi. Sayap-sayap "terumbu" itu memiliki kemiringan hingga 50°.

Untuk mengetahui literatur terumbu dan *mud mound*, para pembaca dipersilahkan untuk mengkaji pembahasan mengenai fasies terumbu pada Bab 10.

5.4.3 Tubuh Karbonat Lain

Selain terumbu dan *mud mound* atau "knoll", ada bioherm karbonat lain yang tidak termasuk ke dalam kategori-kategori tersebut. Salah satunya adalah akumulasi batugamping crinoid yang memiliki penyebaran terbatas, misalnya saja batugamping crinoid yang membentuk "*crinoidal pool*", salah satu batuan reservoir di Todd Oil Field, Texas (Imbt & McCollum, 1950). Batugamping crinoid yang berumur Kapur Akhir itu memiliki diameter 3,2 km, ketebalan maksimum 122 m, serta dikelilingi oleh serpih hitam dan serpih hijau. Meskipun sering dinamakan "terumbu", batugamping itu kemungkinan terbentuk oleh koloni crinoid yang populasinya melimpah dan mampu berkembang untuk selang waktu yang relatif lama. Tubuh endapan gamping itu mungkin tidak pernah tumbuh hingga mencapai level yang relatif tinggi dibanding dasar laut masa itu. Massa-massa batugamping crinoid yang mirip dengan itu, tidak bersambungan, tersebar secara tidak merata, dan terkungkung dalam strata klastika pernah ditemukan dalam Kelompok Bordon (Kapur Awal) di Indiana (Stockdale, 1931). Massa yang ukurannya paling besar memiliki diameter 3,2 km dan ketebalan maksimum 21,3 m. Lihat gambar 5-12.

Tubuh karbonat lain mencakup batugamping oolit seperti "McClosky Sand" di Passport Oil Pool, Clay County, Illinois. "Pasir" yang ada dalam Formasi Ste. Genevieve (Kapur Awal) itu pada dasarnya merupakan lensa-lensa yang lebarnya sekitar 1 mil, panjang 1,5-2

mil, dengan ketebalan 3,7-4,3 m. Tubuh batugamping itu menipis dan menghilang ke segala arah. Lensa-lensa itu ditafsirkan sebagai *oolitic shoal* yang terbentuk pada lingkungan laut dangkal (Carr, 1973). Pembentukan batugamping itu mungkin mirip dengan pembentukan sebagian *oolitic shoal* yang sekarang ada di Bahama Banks (Rich, 1948).

5.4 KUBAH, STOCK, DAN ANTIKLIN GARAM

Kubah garam (*salt dome*), suatu tubuh sedimen yang istimewa, merupakan produk aliran dan injeksi garam dari lapisan yang relatif dalam ke dalam strata yang terletak di atasnya. Sebagaimana korok dan retas batupasir, kubah garam merupakan struktur pasca-pengendapan.

Kubah garam merupakan *stock* garam berbentuk silindris dan hampir vertikal dengan diameter 0,8-3,2 km dan di beberapa tempat dindingnya *overhang* (gambar 5-13). Strata yang ditembus oleh garam terdeformasi, umumnya miring dari *stock*, bahkan hampir vertikal di beberapa tempat. Strata itu makin tipis ketika mendekati *salt plug*. Kolom garam ditutupi oleh suatu "batu tudung" ("*cap rock*") yang umumnya berupa gipsium dan batugamping. Strata yang terletak di atas kubah garam memperlihatkan lengkungan landai dan dapat tersesarkan dengan pola sesar yang kompleks. Kubah garam memperlihatkan sehimpunan lipatan yang kompleks dan struktur internal lain yang dihasilkan oleh aliran garam selama berlangsungnya intrusi (Balk, 1949; 1953).

Kubah garam diperkirakan terbentuk karena adanya ketidakstabilan gravitasi yang diakibatkan oleh pertindihan sedimen oleh sedimen lain yang densitasnya lebih tinggi dibanding densitas garam. Garam yang plastis naik sebagai kolom konveksi. Batu tudung diperkirakan merupakan akumulasi komponen-komponen yang tidak larut dan dijenuhi garam di atas kolom garam yang sedang naik.

Kubah garam cenderung muncul secara berkelompok. Contoh yang baik dari kelompok kubah garam ditemukan di Gulf Coast, Louisiana dan Texas (baik di daratan maupun di wilayah perairan), di Zachstein (Jerman), dan di Iran. Hubungannya dengan akumulasi

migas menyebabkan kubah garam mendapatkan perhatian khusus dari para ahli (Moore, 1926). Sebuah ikhtisar yang baik mengenai kaitan antara kubah garam dengan migas disajikan oleh Levorsen (1967, h. 356-379).

Antiklin garam (*salt anticline*) adalah struktur dimana garam membentuk inti sebuah antiklin. Contoh antiklin garam ditemukan di Paradox Basin, Utah dan Colorado (Prommel & Crum, 1927).

5.5 PENGISI LUBANG DAN SINK

Sebagian tubuh sedimen, umumnya berukuran kecil, memiliki penyebaran yang sangat terbatas karena diendapkan pada lubang atau cekungan yang sangat kecil, misalnya *limestone sink*. Sejumlah besar lubang, misalnya yang ada dalam terumbu, memperlihatkan sedimentasi mekanik internal. Sedimen halus mengendap atau terjebak dalam lubang-lubang itu. Proses pengisian mungkin berlangsung dengan kompleks dan mencakup presipitasi material lain, selain lanau dan lempung.

Sebagian besar endapan internal itu dapat dipandang sebagai struktur sedimen minor yang ada dalam suatu tubuh sedimen yang berukuran besar. Walau demikian, pada kasus-kasus istimewa, endapan seperti itu memiliki ukuran yang cukup besar sehingga layak untuk disebut tubuh sedimen. Endapan internal yang berukuran paling besar, yakni material pengisi gua, jarang ditemukan dalam rekaman geologi dan biasanya hanya menarik apabila dikaitkan dengan sejarah Holosen.

Sink filling agak berbeda dan dapat mencapai ukuran yang relatif besar. *Sink filling* mencakup endapan yang masuk dari atas *sink* yang terbentuk akibat pelarutan dan runtuhnya gua batugamping. Sebagian material pengisi itu—termasuk didalamnya serpih, batupasir, dan batubara—terbentuk akibat subsidensi strata yang terletak di atasnya secara berangsur dan sejalan dengan laju pelarutan batuan karbonat yang terletak dibawahnya (Bretz, 1940; 1950). Dengan demikian, proses itu dapat dipandang sebagai intrusi strata menuju strata lain yang terletak dibawahnya dan, sebagaimana kubah garam dan korok

batupasir, merupakan fenomena pasca-pengendapan; bukan endapan sedimen primer. *Sink filling* dapat memperlihatkan berbagai tipe struktur deformasi dan bukti-bukti lain yang mengindikasikan pergerakannya.

5.6 TUBUH SEDIMEN LAIN

Ada beberapa bentuk geomorfik yang disusun oleh sedimen, misalnya gumuk, esker, kame, drumlin, dsb. Bentuk-bentuk konstruksional itu umumnya terbentuk di darat, meskipun sebagian diantaranya terbentuk di bawah kolom air. Sebagian besar bentuk geomorfik itu bersifat transisional dan kemungkinan besar tidak akan terkubur atau terawetkan dalam bentuk aslinya. Gumuk, misalnya saja, cenderung bergabung satu sama lain dan kehilangan identitasnya sebagai benda diskrit. Endapan glasial yang ada dalam rekaman geologi umumnya merupakan endapan bahari sehingga bentuk-bentuk khas dari endapan benua tidak ada. Ketidakhadirannya dalam rekaman geologi menyebabkan pembahasan yang mendetil tentang geometri bentuk-bentuk geomorfik itu menjadi tidak bermanfaat.

BAB 6

GRAVEL, KONGLOMERAT, DAN BREKSI

6.1 TINJAUAN UMUM

Gravel merupakan akumulasi fragmen-fragmen membundar berukuran lebih besar daripada pasir yang belum terkonsolidasi. Para ahli belum memperoleh kesepakatan mengenai limit besar butir terkecil dari fragmen penyusun gravel, meskipun umumnya diletakkan pada nilai diameter 2 mm (Wentworth, 1922a, 1935) atau 5 mm (Cayeux, 1929). Material yang memiliki diameter 2 hingga 4 mm dinamakan gravel granul (*granule gravel*) (Wentworth, 1922a) atau gravel sangat halus (*very fine gravel*) (Lane dkk, 1947). Para ahli juga belum sepakat mengenai persentase minimal partikel gravel, relatif terhadap persentase total endapan, untuk menyatakan suatu endapan sebagai gravel. Analisis aktual menunjukkan bahwa para ahli geologi lapangan cenderung untuk menamakan suatu endapan sebagai gravel meskipun proporsi partikel gravel dalam endapan itu kurang dari setengahnya. Sebagian batuan, misalnya tilit (*tillite*) yang mengandung partikel gravel kurang dari 10% tetap dinamakan konglomerat. Willman (1942) mengusulkan definisi-definisi berikut untuk digunakan dalam penamaan lapangan: gravel mengandung partikel gravel 50–100%; gravel pasir (*sandy gravel*) mengandung partikel gravel 25–50% dan mengandung partikel pasir 50–75%; pasir gravelan (*gravelly sand*) mengandung partikel gravel kurang dari 25%; sedangkan pasir hendaknya mengandung partikel pasir 75–100% (gambar 6-1). Folk (1954) menggunakan istilah gravel untuk menamakan endapan yang mengandung partikel gravel paling tidak 30%, sedangkan pasir atau lumpur yang mengandung gravel 5–30% berturut-turut dinamakan pasir gravelan dan lumpur gravelan. Usulan-usulan yang berbeda pernah diajukan oleh Wentworth (1922a) dan Krynine (1948).

Istilah konglomerat (*conglomerate*) diterapkan pada gravel yang telah mengalami kompaksi. Sebagaimana pada kasus gravel, kita dapat mempergunakan istilah konglomerat bongkah (*boulder conglomerate*), konglomerat kerakal (*cobble conglomerate*), dan

konglomerat kerikil (*pebble conglomerate*) untuk menamakan konglomerat yang berturut-turut didominasi oleh partikel bongkah, kerakal, dan kerikil.

Istilah *rubble* digunakan untuk menamakan akumulasi fragmen-fragmen menyudut yang ukurannya lebih besar daripada pasir. Istilah *scree* dapat digunakan untuk endapan sejenis *rubble*, namun disusun oleh bongkah-bongkah berukuran besar. Breksi (Inggris: *breccia*; Jerman: *Bresche*; Perancis: *breche*) adalah ekuivalen dari *rubble* yang telah terkonsolidasi. Istilah breksi juga digunakan untuk batuan lain selain batuan sedimen, misalnya breksi sesar (*fault breccia*) dan breksi vulkanik (*volcanic breccia*). Berbagai istilah telah diusulkan untuk menamakan beberapa ukuran fragmen yang menyusun *rubble* dan breksi (Woodford, 1925).

Hingga sejauh mana derajat pembundaran partikel penyusun suatu batuan sedemikian rupa sehingga batuan itu dinamakan gravel atau konglomerat dan bukannya *rubble* atau breksi? Dalam hal ini para ahli belum memperoleh kesepakatan. Walau demikian, kebanyakan ahli akan menggunakan istilah konglomerat untuk menamakan batuan yang disusun oleh partikel yang paling tidak membundar tanggung. Istilah breksi umumnya hanya diterapkan pada batuan yang disusun oleh partikel menyudut. Istilah *roundstone* (Fernald, 1929) dan istilah *sharpstone* digunakan untuk membedakan partikel membundar dengan partikel yang menyudut. Karena itu, istilah *roundstone conglomerate* dan *sharpstone conglomerate* pernah diusulkan berturut-turut untuk menggantikan istilah konglomerat sedimen dan breksi sedimen.

Istilah konglomerit (*conglomerite*) (Willard, 1930) pernah diusulkan untuk menamakan konglomerat yang mencapai tingkat kekompakkan seperti kuarsit. Walau demikian, istilah itu jarang digunakan. Konglomerat yang telah terdeformasi atau konglomerat yang telah terubah oleh proses-proses metamorfisme biasanya disebut metakonglomerat (*metaconglomerate*).

6.2 GRAVEL MASA KINI

Gravel dapat terakumulasi dan diendapkan sebagai endapan akuatis di bawah massa air permanen oleh aksi gelombang pada pesisir berbatu (*rocky shore*). Gravel juga dapat terbentuk di daratan sebagai akibat pelapukan dan aliran air jika relief dan curah hujan memadai untuk memberikan daya dorong terhadap partikel gravel. Gravel, yang merupakan produk erosi yang paling kasar, diangkut pada jarak yang lebih pendek dan pada daerah yang lebih terbatas dibanding pasir, lempung, atau material lain yang larut dalam air.

Menurut tempat akumulasinya, gravel dapat dibedakan menjadi dua kategori: (1) gravel terestris (*terrestrial gravel*) dan gravel subakuatis (*subaqueous gravel*). Gravel subakuatis mencakup gravel pesisir (*shoreline gravel*) serta tipe-tipe gravel yang khusus gravel seperti endapan rakit es (*ice-rafted deposits*) yang mengandung *dropstone* dan *resedimented gravel*, yakni gravel yang terangkut dari zona pesisir menuju wilayah perairan yang lebih dalam oleh nendatan dan longsoran subakuatis serta arus turbid. Sebagian gravel juga diendapkan dalam massa air dimana aksi gelombang relatif kurang efektif, misalnya estuarium dan danau kecil. Gravel dalam danau besar pada dasarnya memiliki karakter yang mirip dengan gravel yang diendapkan di laut.

Gravel terestris mencakup endapan lokal yang tidak atau hanya sedikit mengalami pengangkutan, misalnya *talus*, *coarse rock glacier*, atau *scree*, *solifuction deposits*, material morena yang berbutir kasar, gravel dari esker dan kame, serta kipas gravel yang diendapkan oleh sungai hasil pelelehan es. Tipe gravel terestris yang paling penting adalah gravel sungai (*stream gravel*).

Menurut Barrell (1925), gravel pesisir tersebar mulai dari elevasi sekitar 1,8 m di atas level pasang tertinggi hingga kedalaman sekitar 9 m. Gravel pesisir biasanya tersebar relatif terbatas di sekitar pesisir dan jarang diantaranya yang tersebar hingga jarak 1,6–4,8 km dari garis pantai. Arus bawah (*undertow*) yang luar biasa mampu menyapu gravel menuju wilayah perairan dengan kedalaman 36 atau 54 m serta tersebar hingga jarak sekitar 16 km dari garis pantai. Gravel yang sekarang ditemukan di lepas pantai pada kedalaman lebih dari 54 m atau pada daerah terletak lebih dari 16 km dari garis pantai mungkin merupakan

sis-sisa endapan pantai zaman es, sebelum terjadinya kenaikan muka air laut yang relatif cepat setelah berakhirnya jaman es terakhir. Gravel itu juga mungkin merupakan endapan sisa (*lag deposits*) erosi bawahlaut terhadap til atau endapan lain yang banyak mengandung kerikal. Endapan yang disebut terakhir ini dinamakan *pavement* kerakal. Kerakal penyusun *pavement* itu terlalu besar untuk dapat tersapu ke arah darat (Hough, 1932). Secara umum, laut "menolak" material rombakan yang berasal dari daratan (termasuk didalamnya material rombakan yang kasar). Pada profil pesisir yang rata, gravel akan bermigrasi ke arah darat, sedangkan material harus akan tersapu menuju wilayah perairan yang lebih dalam. Karena itu, gravel cenderung untuk berada dekat dengan pesisir dan terakumulasi pada suatu zona yang relatif dekat dengan pesisir.

Gravel gisik (*beach gravel*) merupakan akumulasi lokal, biasanya ditemukan dalam kantung-kantung gisik dimana gravel terjebak diantara dua tanjung berbatu (*rocky headland*) yang menjadi pemasok detritus. Pada beberapa kasus, gravel berpindah-pindah pada arah yang sejajar dengan pantai dan terakumulasi dalam *beach ridge* dan gosong (*bar*). Pada pantai yang tersingkap, gravel cenderung sangat kasar. Gravel umumnya terpilah sangat baik dan sangat membundar; pembundaran pada awalnya berlangsung cepat, sejalan dengan bermigrasinya gravel dari daerah sumber (Grogan, 1945; Wentworth, 1922b).

Contoh-contoh penelitian sedimentologi yang menyeluruh terhadap gravel gisik masa kini adalah penelitian yang dilakukan oleh Krumbein & Griffiths (1938) terhadap gravel batugamping di Little Sister Bay, Danau Michigan, penelitian Bluck (1967) terhadap gravel di selatan Wales, penelitian Humbert (1968) terhadap *shingle complex* di Bridgewater Bay, pantai Somerset. Emery (1955) meneliti gravel bahari masa kini.

Gravel pesisir memiliki volume yang rendah serta tersebar secara terbatas pada sabuk-sabuk linier. Walau demikian, sejalan dengan berubahnya muka air laut, tempat akumulasi gravel dapat berpindah dari satu tempat ke tempat lain. Dengan naiknya muka air laut dan transgresi, gravel pesisir akan meluas sedemikian rupa sehingga hasilnya berupa suatu lapisan tipis gravel yang menindih batuan tua secara tidak selaras. Dengan menurunnya

muka air laut, gravel *beach ridge* akan tampak sebagai onggokan yang terletak di darat. Karena itu, *beach ridge* tersebut akan dikenai oleh proses-proses erosi.

Sungai, di lain pihak, mampu mengangkut gravel hingga jarak puluhan kilometer (bahkan ratusan kilometer) dari tempat pembentukannya hingga tempat pengendapannya. Gravel fluvial tersebar luas, membentuk *piedmont fan* berukuran besar dan mengalasi lembah-lembah sungai besar di daerah berelief tinggi. Ketebalan endapan gravel itu beberapa kali lebih besar dibanding ketebalan endapan gravel pesisir.

Kipas aluvial memiliki penyebaran yang luas, khususnya kipas aluvial yang berkembang di daerah kering dan berelief tinggi. Mungkin lebih dari setengah negara bagian Nevada dan sebagian besar Utah, New Mexico, Arizona, California, dan Mexico ditutupi oleh endapan kipas aluvial. Endapan kipas merupakan salah satu endapan aluvial yang paling kasar dan pemilahannya paling buruk. Endapan itu terletak pada tempat-tempat dimana sungai yang berasal dari wilayah pegunungan memasuki suatu cekungan terbuka. Sungai itu kemudian terbagi-bagi ke dalam sejumlah cabang dan melepaskan sebagian besar bebannya; material paling kasar diendapkan di dekat puncak, kemudian makin lama makin halus ke arah pinggir kipas (dalam banyak kasus, penurunan ukuran itu berlangsung secara eksponensial). Ke arah ujung kipas, komposisi gravel tidak banyak berubah, meskipun kebundarannya makin baik. Perlapisan bervariasi mulai dari perlapisan berskala besar (5–6 m) hingga perlapisan berskala kecil (beberapa cm) dalam pasir yang menyisip diantara lapisan-lapisan gravel. Imbrikasi juga sering ditemukan dalam kipas. Kipas di daerah iklim kering atau agak-kering dicirikan oleh perselingan endapan aliran lumpur dengan gravel endapan arus biasa. Gravel kipas berjari-jemari ke arah hilir dengan sedimen danau dan aluvium. Di daerah iklim kering, gravel kipas umumnya tersemenkan oleh *caliche*. Jika sudah terlitifikasi, gravel itu dinamakan fanglomerat (*fanglomerate*) (Lawson, 1925). Mereka yang ingin menelaah lebih jauh endapan kipas aluvial masa kini dipersilahkan untuk melaah karya tulis Blissenbach (1952, 1954), Bluck (1964), dan Denny (1965). Lawson (1925) membahas tentang peranan kipas aluvial dalam tatanan geologi masa kini dan dalam rekaman geologi.

Sungai pengangkut gravel dapat mengairi daerah yang luas dan dapat membentuk endapan gravel yang tersebar luas. Disini kita tidak menunjukkan perhatian pada gravel yang ditemukan di bagian hulu sungai yang bergradien tinggi. Gravel itu bukan endapan dalam arti kata sebenarnya, melainkan endapan sementara yang tersimpan dalam gosong atau tersingkap dalam sisa-sisa teras. Apa yang menjadi bahan kajian kita disini adalah cekungan interior (*interior basin*), di tempat mana aluviasi berperan dominan dan akumulasi gravel mencapai ketebalan ratusan bahkan ribuan meter. Cekungan seperti itu ditemukan di daerah iklim kering dengan relief tinggi, misalnya Great Basin (Amerika Serikat), dan di daerah yang dikenai sesar normal, misalnya Rhine Graben. Gravel aluvial seperti itu umumnya kasar dan berselingan dengan pasir kasar dan pasir halus serta memperlihatkan penurunan besar butir serta peningkatan kebundaran ke arah hilir. Komposisi gravel ke arah hilir sedikit banyaknya juga berubah akibat abrasi selektif dan penghilangan kecur-kecur yang relatif kurang resisten. Imbrikasi berkembang baik pada arah yang sejajar dengan arah aliran sungai. Perlapisan dan pemilahan umumnya lebih baik dibanding perlapisan dan pemilahan pada gravel kipas aluvial. Aliran lumpur yang merupakan gejala khas dari kipas aluvial jarang (bahkan tidak) ditemukan dalam gravel yang berkembang dalam cekungan tersebut. Banyak penelitian dilakukan oleh para ahli terhadap gravel aluvial masa kini. Sebagai contoh, Krumbein (1940, 1942) meneliti endapan banjir yang luar biasa besarnya; Plumley (1948) meneliti gravel teras dari beberapa sungai kecil yang berasal dari Black Hills, Dakota Selatan; Unrug (1957) meneliti gravel sungai Dunajec yang berasal dari Pegunungan Tatra, Polandia; Dal Cin (1967) meneliti Sungai Piave di bagian utara Itali; serta Teruggi dkk (1971) meneliti Rio Sarmiento di Argentina. Karya tulis Conkling dkk (1934) serta makalah klasik dari Udden (1914) mengandung sejumlah besar hasil analisis besar butir gravel aluvial masa kini. Penelitian-penelitian sedimentologi terhadap gravel sungai antara lain pernah dilakukan oleh Potter (1955) dan Schlee (1957).

Sebagai ringkasan, kita dapat menyatakan bahwa tidak diragukan lagi bahwa gravel lebih banyak tersebar di permukaan bumi pada masa sekarang dibanding masa lalu. Bentuklahan yang muda dan matang sering ditemukan; bentuklahan yang tua jarang

ditemukan. Gelombang yang kuat dan sungai memasok gravel dalam jumlah maksimum. Selain itu, endapan kasar hasil aktivitas gletser Plistosen masih banyak yang berada pada tempat pengendapannya. Diantara gravel yang sekarang sedang diendapkan dalam berbagai lingkungan pengendapan, sebagian besar diantaranya merupakan endapan hasil kerja agen-agen kontinental: sungai dan gletser. Erosi laut (*marine erosion*) menghasilkan gravel dalam jumlah yang relatif sedikit (Gregory, 1915; Barrell, 1925). Pada masa sekarang, nisbah volume sedimen yang dihasilkan (dan, oleh karena itu, volume gravel) oleh sungai sekitar 50 kali lebih banyak dibanding volume sedimen yang dihasilkan oleh erosi laut. Efisiensi agen-agen tersebut mungkin tidak terlalu berbeda pada masa-masa geologi sebelumnya.

6.3 KEMAS DAN KOMPOSISI GRAVEL

Sebagian besar gravel disusun oleh rangka (*framework*) dan ruang antar unsur rangka (*void*). Rangka disusun oleh material berukuran gravel. Material yang dinamakan fenoklas (*phenoclast*) itu dapat berupa bongkah, kerakal, atau kerikil. Unsur-unsur rangka biasanya saling bersentuhan dan membentuk struktur yang stabil di bawah medan gravitasi bumi. Ruang antar unsur rangka jarang yang kosong; ruang itu umumnya diisi oleh detritus, pasir, atau material lain yang lebih halus sejalan dengan masuknya material penyemen. Gravel yang tidak mengandung material pengisi ruang antar unsur rangka disebut gravel rangka terbuka (*openwork gravel*). Pembentukan gravel rangka terbuka itu dinisbahkan pada "aksi vorteks pada sisi hilir dari suatu gosong gravel atau delta" (Cary, 1951). Pada kebanyakan gravel, matriks menutupi semua ruang antar unsur rangka. Dengan demikian, matriks itu menempati sekitar $\frac{1}{3}$ volume total sedimen tersebut. Dalam konglomerat tertentu, khususnya konglomerat yang matriksnya berupa material yang banyak disusun oleh lempung, volume matriks lebih dari $\frac{1}{3}$ volume total batuan. Dalam konglomerat seperti itu, unsur-unsur rangka tidak saling bersentuhan, melainkan terisolasi atau terkungkung oleh matriks.

6.3.1 Tekstur Gravel dan Konglomerat

Distribusi besar butir dari gravel sangat bervariasi. Gravel rangka terbuka, misalnya gravel gisik yang kasar, hanya disusun oleh kerikil atau kerakal serta tidak mengandung material halus. Gravel seperti itu unimodus. Gravel dengan matriks pasir cenderung bimodus. Gravel aluvial atau gravel sungai umumnya bimodus. Kebergandaan modulus itu bahkan sering muncul meskipun kita telah berusaha untuk mengambil sampel gravel tersebut secara hati-hati dari satu lapisan tunggal. Gravel bimodus memiliki modulus utama yang terletak pada salah satu kelas besar butir gravel, sedangkan modulus sekundernya terletak pada salah satu kelas besar butir pasir (gambar 6-2). Kedua modulus itu umumnya terpisahkan oleh 4–5 kelas besar butir. Dengan demikian, modulus utama memiliki diameter 16–32 kali lebih besar dibanding modulus sekunder. Dalam gravel aluvial, kuantitas material dalam kelas modulus relatif rendah. Sembilan puluh dua persen gravel di California (Conkling dkk, 1934) memiliki distribusi bimodus. Dalam gravel-gravel itu, material yang termasuk ke dalam kelas modulus hanya 15–20% saja. Hal itu berbeda dengan gravel gisik yang unimodus, dimana pada gravel itu material yang termasuk ke dalam kelas modulus mencapai 90% atau lebih (Krumbein & Griffiths, 1938). Modulus sekunder, yang biasanya terletak pada kelas besar butir pasir, mengandung proporsi yang lebih rendah lagi, kira-kira setengah nilai kelas modulus atau sekitar 5–10% dari jumlah total material penyusun batuan. Gravel umumnya memiliki kisaran besar butir yang lebar, sekitar 9–10 kelas besar butir, bahkan sampai 12 kelas besar butir, namun banyak diantara kelas-kelas besar butir itu hanya memiliki frekuensi 1%. Gravel masa kini di Sungai San Gabriel dan Arroyo Seco, California, misalnya saja, memiliki 9–11 kelas besar butir dengan kelas modulus berharga 15–35% (rata-rata 20%). Delapan puluh lima persen sampel yang diteliti (atau sebanyak 35 sampel) memiliki lebih dari satu modulus (Krumbein, 1940, 1942). *Glacial outwash gravel*, meskipun berasal dari satu lapisan, memiliki 7–12 kelas besar butir dan sebagian besar diantaranya memiliki distribusi bimodus (Kurk, 1941). Kuantitas modulus utama berkisar mulai dari 14 hingga 35 persen (rata-rata 28%). Tiga puluh enam dari 37 sampel Lafayette Gravel

(?Pliosen) yang berasal dari bagian barat Kentucky memiliki distribusi bimodus (Potter, 1955). Dalam 23 sampel diantaranya, modus utama terletak pada fraksi gravel. Jumlah kelas besar butir (dengan nilai frekuensi $> 1\%$) berkisar mulai dari 7 hingga 11; kuantitas kelas modus bervariasi, mulai dari 19 hingga 40 persen (rata-rata 26). Brandywine upland gravel di bagian selatan Maryland memperlihatkan sifat-sifat yang sama (Schlee, 1957).

Gravel gisik masa kini, sebagaimana pasir gisik, dicirikan oleh pemilahan yang baik. Gravel gisik umumnya terpilah lebih baik dibanding gravel fluvial (Emery, 1955). Lihat tabel 6-1. Berbeda dengan gravel sungai, gravel gisik hampir semuanya memiliki distribusi unimodus. Gravel gisik memiliki 2–9 kelas besar butir yang mengandung material lebih dari 1%. Gravel gisik umumnya memiliki 4–5 kelas besar butir, meskipun 2–3 kelas diantaranya dapat mengandung 90% distribusi. Lima puluh hingga 60 persen distribusi total biasanya jatuh pada kelas modus, bahkan pada kasus-kasus tertentu jumlah kelas modus mencapai 90%.

Analisis besar butir sukar dilakukan pada gravel yang telah tersemenkan dengan baik. Karena itu, untuk memudahkan, kita biasanya mencandra "besar butir maksimum" sebagai ganti dari besar butir rata-rata sewaktu meneliti konglomerat purba. Secara umum, lapisan konglomerat cenderung tersingkap. Selain itu, lapisan konglomerat yang paling kasar juga cenderung paling tebal. Karena itu, biasanya tidak sukar bagi kita untuk memilih lapisan mana yang kemungkinan besar mengandung fragmen paling besar. Agar nilai "ukuran maksimum" yang diperoleh lebih handal, maka digunakan nilai rata-rata dari 10 kerikil atau kerakal terbesar yang ada dalam gravel itu sebagai nilai "ukuran maksimum". Ukuran kecur terbesar memiliki kaitan langsung dengan besar butir rata-rata dari gravel. Hal itu dibuktikan oleh berbagai hasil analisis terhadap gravel masa kini (Kurk, 1941; Schlee, 1957). Lihat gambar 6-3. Baik ukuran maksimum maupun ukuran rata-rata dari gravel yang diangkut oleh sungai menurun ke arah hilir. Penurunan seperti itu berlangsung secara eksponensial (Sternberg, 1875; Barrell, 1925; Unrug, 1957; Bradley dkk, 1972). Dalam endapan purba, penurunan besar butir seperti itu telah dipetakan untuk menafsirkan arah aliran (Bluck,

1965) dan untuk memperkirakan jarak lokasi pengendapan dari tepi cekungan (Pelletier, 1958; Yeakel, 1962). Hal ini dibahas lebih jauh pada Bab 3 dan 14.

Bentuk, kebundaran, dan tekstur permukaan dari partikel gravel dapat membantu kita dalam menentukan agen pengangkut dan pengendap gravel. Bentuk dan tekstur permukaan kerikil yang khas antara lain *faceted* dan *snubbed ice-shaped cobbles*, *wind-faceted* *ein-* dan *dreikanter*, *striation* dan *scar* yang dihasilkan oleh aksi es, *chink facet* pada kerikil gisik, *percussion marks* dan potongan kerikil sungai beraliran cepat, dsb. Walau demikian, dalam konglomerat yang terlitifikasi dengan baik, kerikil penyusun konglomerat sukar untuk diambil sehingga gejala-gejala tersebut jarang terlihat dalam konglomerat seperti itu.

Bentuk partikel kerikil lebih tergantung pada bentuk asal dari partikel tersebut, bukan pada agen dan sejarah pengangkutan. Bentuk asal partikel merupakan fungsi dari perlapisan, kekar, dan belahan yang ada dalam batuan sumber. Karena itu, kepipih-an partikel kerikil sebagian besar merupakan fungsi dari litologi (Cailleux, 1945); sabak dan batuan berlapis tipis menghasilkan kerikil pipih; batuan masif, seperti granit, menghasilkan partikel ekuidimensional. Efek-efek agen pengangkut atau lingkungan pengendapan tidak terlalu jelas. Dahulu sebagian ahli mengatakan bahwa kerikil gisik lebih pipih dibanding kerikil sungai. Pernyataan itu ditunjang oleh hasil-hasil pengamatan Landon (1930), Cailleux (1945), dan Lenk-Chevitch (1959), namun ditolak oleh Gregory (1915), Wentworth (1922b), Kuenen (1964), dan Grogan (1945).

Kebundaran kerikil dalam gravel dan konglomerat relatif mudah diamati dan dapat diperkirakan dengan mudah, termasuk dalam batuan yang telah terkonsolidasi dengan baik. Hingga tingkat tertentu, kebundaran merupakan fungsi dari karakter material penyusun kerikil atau kerakal. Sebagian batuan, misalnya rijang, rentan terhadap pemecahan di bawah kondisi tertentu, sedangkan material lain (misalnya kuarsit) tidak terlalu rentan di bawah kondisi seperti itu. Jika terangkut pada jarak yang sama, kebundaran partikel rijang lebih rendah dibanding kebundaran partikel kuarsit atau kuarsa urat (Sneed & Folk, 1958).

Seberapa jauh suatu kerikil harus diangkut agar dapat membundar? Fragmen batugamping dalam suatu *tumbling barrel* akan membundar baik setelah "terangkut" pada jarak sekitar 11 km (Krumbein, 1941). Dengan memakai nilai taksiran Daubree mengenai penghilangan berat per kilometer pengangkutan untuk kerikil granit, yang nilainya berkisar mulai dari 0,001 hingga 0,004, maka dapat disimpulkan bahwa kerikil granit akan membundar setelah terangkut pada jarak 84–333 km. Angka-angka taksiran itu masih kasar, namun agaknya tidak terlalu jauh berbeda dengan kenyataan.

Hasil-hasil penelitian lapangan mendukung nilai-nilai taksiran tersebut. Kerikil batugamping di Rapid dan Battle Creek, South Dakota, menjadi membundar setelah berturut-turut terangkut hingga jarak 17,6 dan 36,8 km (Plumley, 1948). Kerikil kuarsit dalam Brandywine upland gravels, Maryland, membundar dengan baik. Lokasi terdekat yang menjadi daerah sumber untuk kerikil itu terletak sekitar 72 km dari lokasi ditemukannya gravel itu. Dengan mengetahui bahwa proses pembundaran terutama berlangsung pada beberapa kilometer pertama pengangkutan, maka dapat disimpulkan bahwa kerikil sungai yang menyudut atau agak menyudut tidak akan terangkut lebih dari 1,6 atau 3,2 km dari daerah sumbernya.

Gravel dan konglomerat memiliki kemas internal yang beragam. Unsur-unsur klastika yang relatif besar cenderung memperlihatkan orientasi yang terarah. Para ahli sejak lama telah mengetahui bahwa batu pipih dalam gravel sungai miring ke hulu. Gejala itu dapat dengan mudah terlihat dalam gravel purba apabila posisi singkapannya sesuai. Dahulu sebagian ahli berpendapat bahwa sudut inklinasi partikel dalam gravel sungai, yang besarnya 15–30°, lebih besar dibanding sudut inklinasi gravel laut yang besarnya 2–12° (Cailleux, 1945). Sebagian ahli lain melaporkan bahwa inklinasi kerikil dalam endapan fluvial tidak sesuai dengan angka-angka tersebut (White, 1952). Sumbu panjang kerikil terorientasi pada arah yang sejajar dengan arah aliran (Krumbein, 1939, 1940, 1942; Johansson, 1965) atau terletak tegak lurus terhadap arah aliran (Lane & Carlson, 1954; Fraser, 1935; Twenhofel, 1947). Bahkan til yang diendapkan oleh es pun cenderung

memiliki orientasi terarah, dimana *till stone* memanjang cenderung sejajar dengan arah aliran es (Richter, 1932; Krumbein, 1939; Holmes, 1941).

Orientasi kerikil dalam konglomerat purba memungkinkan kita untuk menentukan arah aliran dan *initial dip* (White, 1952; Bluck, 1965). Orientasi kecur memanjang dalam tilit memungkinkan kita untuk merekonstruksikan pola pergerakan es di masa lalu (Lindsey, 1969). Pembahasan yang lebih mendetil mengenai hal ini disajikan oleh Potter & Pettijohn (1963).

6.3.2 Komposisi Gravel dan Konglomerat

Komposisi gravel atau konglomerat dapat ditaksir berdasarkan hasil penghitungan kerikil yang menjadi komponennya. Karena sebagian tipe batuan hanya menghasilkan kerikil besar dan sebagian lain hanya menghasilkan kerikil kecil, maka penghitungan (*counting*) tidak akan memberikan hasil yang sama sebagaimana yang dihasilkan oleh metoda yang didasarkan pada lintasan Rosiwal (*Rosiwal traverse*) atau *point-count* (Donaldson & Jackson, 1965; Boggs, 1969). Komposisi gravel atau konglomerat dapat direpresentasikan oleh tipe-tipe kecur penyusunnya: kecur batuan beku ekstrusif (E), batuan beku plutonik (P), batuan sedimen (S), dan batuan metamorf (M). Tipe-tipe kecur itu biasanya dirajahkan ke dalam diagram segitiga, dimana kecur batuan sedimen disatukan dengan kecur batuan metamorf. Sebagaimana pada kasus batupasir, sebaiknya kita mem-bedakan batuan beku ekstrusif dari batuan beku intrusif. Perbedaan seperti itu hingga tingkat tertentu merupakan ukuran dari pengangkatan dan kedalaman erosi di daerah sumber. Kedua hal itu, pada gilirannya, merupakan fungsi dari tektonisme.

Komposisi gravel atau konglomerat bukan merupakan ekspresi yang eksak dari jenis dan kelimpahan batuan di daerah sumber. Karena batuan memiliki kapasitas yang berbeda-beda dalam menghasilkan bongkah serta memiliki resistansi yang bervariasi terhadap abrasi, maka proporsi batuan tersebut dalam gravel bukan merupakan cerminan langsung dari kelimpahan relatif batuan tersebut di daerah sumber. Di bawah kondisi tertentu, sebagian batuan dengan mudah menghasilkan bongkah; batuan yang lain tidak seperti itu.

Kuarsa urat dan rijang, misalnya saja, sering muncul sebagai kerikil. Granit, di lain pihak, cenderung terdisintegrasi dan menjadi pasir arkose (*arkosic sand; gruss*); batugamping cenderung larut dan tidak menghasilkan detritus berukuran gravel. Gravel batuapi pada beberapa gisik di Inggris berasal dari tebing kapur. Baik granit maupun batu-gamping dapat menghasilkan bongkah jika kondisinya sedemikian rupa sehingga disintegrasi dan pelarutan terhambat atau peranannya tidak terlalu dominan. Kondisi seperti itu dicirikan oleh relief yang tinggi dan iklim yang keras sehingga laju erosi dan *frost action* di daerah itu tinggi atau, kadang-kadang, oleh kondisi glasial yang meskipun ada pada daerah berrelief rendah namun mampu menghasilkan gravel dengan karakter campuran yang kaya akan fragmen batuan metastabil. Sebagaimana ditunjukkan oleh Garner (1959), kelembaban memicu terbentuknya gravel dan kelembaban itu akan menghasilkan gravel dengan karakter campuran. Secara umum, proporsi gravel meningkat sejalan dengan peningkatan ketidakmatangan pasir yang berasosiasinya. Keduanya merupakan fungsi dari relief dan iklim dan, oleh karena itu, tektonisme.

Sebagaimana diperlihatkan oleh banyak penelitian, komposisi gravel dapat berubah banyak selama pengangkutan. Perubahan komposisi gravel sungai ke arah hilir telah diketahui sejak lama. Hochenburger (dalam Grabau, 1913) memaparkan hilangnya tipe-tipe batuan tertentu di Sungai Mur dan mengajukan sejumlah nilai taksiran jarak angkut yang diperlukan untuk menyebabkan terhancurkannya tipe-tipe batuan tertentu secara total. Plumley (1948) meneliti perubahan komposisi gravel sungai di Black Hills (South Dakota) serta memperlihatkan bahwa material itu mengalami perubahan yang berarti ke arah hilir (gambar 6-4). Penghilangan komponen tidak stabil (granit dan dolomit), dan pengayaan spesies stabil, yang berlangsung cepat itu ditunjang oleh hasil-hasil penelitian gravel di Sungai Dunajec yang berasal dari Pegunungan Tatra, Polandia (Unrug, 1957), di Sungai Piave, Itali (Dal Cin, 1967), serta di Sungai Colorado, Texas (Sneed & Folk, 1958). Gravel, berbeda dengan pasir, dapat matang secara komposisional. Maksudnya, gravel dapat tereduksi hingga hanya disusun oleh komponen yang paling stabil saja (kuarsa urat, kuarsit, dan rijang) setelah terangkut untuk jarak yang relatif dekat.

Gravel dengan komposisi yang terbatas (gravel oligomiktik menurut istilah Schwetsoff, 1934) terdiri dari dua tipe. Pertama, gravel yang terbentuk oleh reduksi gravel yang pada awalnya memiliki komposisi yang bervariasi sedemikian rupa sehingga gravel tersebut akhirnya hanya disusun oleh residu stabil yang berupa kuarsa urat dan kuarsit. Kedua, gravel yang berasal dari batuan sumber tunggal. Gravel yang disebut terakhir ini biasanya memiliki penyebaran yang terbatas dan lokal. Gravel dengan komposisi yang bervariasi (gravel petromiktik) mengindikasikan sumber yang lebih bervariasi.

Konglomerat intraformasional (*intraformational conglomerate*) adalah suatu kategori khusus yang tidak mengikuti "hukum" tersebut di atas.

6.4 STRUKTUR GRAVEL DAN KONGLOMERAT

Gravel umumnya memperlihatkan gejala perlapisan yang kasar, dimana suatu lapisan gravel umumnya agak tebal. Jejak-jejak pembentukan alur sering ditemukan dalam gravel sehingga gravel dapat membentuk tubuh berbentuk *pod*, lensa, atau alur. Dengan pengecualian untuk imbrikasi yang dapat dengan mudah terlihat dalam singkapan yang sesuai, gravel tidak memiliki struktur internal lain. Kecur penyusun kebanyakan gravel, terutama kecur tabuler, terletak sejajar dengan bidang perlapisan yang membatasinya. Pengecualian dari pembedaan itu adalah pembedaan yang terbentuk karena terganggunya gravel oleh nendatan, *solifluction*, atau *frost* sedemikian rupa sehingga kerikil penyusun gravel itu terletak secara tidak beraturan. Perlapisan silang-siur jarang ditemukan dalam gravel, kecuali apabila gravel itu berselingan dengan pasir. *Grading* berskala besar dapat ditemukan dalam gravel endapan sungai (sekuen menghalus-ke-atas) dan dalam gravel turbidit. Sebagian gravel memperlihatkan perlapisan berskala besar yang miring, dengan sudut kemiringan kurang dari 20°. Struktur seperti itu tidak muncul dalam bentuk lapisan silang-siur sebagaimana yang biasa didefinisikan. Perlapisan seperti itu disebabkan oleh pengendapan pada perenggan delta (*delta foreset*) atau akibat akresi lateral pada suatu gosong gravel yang bermigrasi.

6.5 PERBEDAAN MENDASAR ANTARA GRAVEL DENGAN PASIR

Meskipun sama-sama merupakan residu setelah batuan sumber terlapukkan serta sama-sama diangkut dan diendapkan secara mekanis, namun gravel memperlihatkan beberapa perbedaan penting dengan pasir.

Gravel (dan konglomerat) didominasi oleh fragmen batuan, termasuk fragmen batuan yang bertekstur kasar dan halus, sedangkan pasir didominasi oleh mineral. Partikel batuan (hanya partikel batuan yang bertekstur halus) banyak ditemukan dalam pasir dan hanya memegang peranan penting pada jenis pasir tertentu (yakni dalam *lithic arenit*). Proporsi partikel batuan tergantung pada ukuran: proporsinya meningkat sejalan dengan makin besarnya ukuran partikel (gambar 6-5). Puncaknya adalah pada klastika kasar, yakni gravel.

Gravel cenderung memiliki distribusi besar butir bimodus. Pasir sebagian besar berdistribusi unimodus. Hal itu muncul dari pengamatan bahwa gravel rangka terbuka jarang ditemukan; gravel umumnya mengandung pasir diantara partikel-partikel gravel. Di lain pihak, pasir umumnya memiliki rangka terbuka. Pasir yang diendapkan dari sungai yang banyak mengandung lumpur sekalipun cenderung "bersih". Pasir umumnya memiliki ruang kosong yang terisi oleh fluida. Pasir yang asal-usulnya luar biasanya sekalipun—yakni *wackes*—mungkin pada mulanya diendapkan dengan rangka terbuka. Matriks yang sekarang ditemukan dalam pasir itu mungkin terbentuk akibat proses-proses diagenesis.

Sebagian besar gravel disusun oleh kecur yang membundar. Pembundaran kecur penyusun gravel dicapai setelah kecur itu terangkut untuk jarak yang relatif dekat. Pasir yang berasosiasi dengan gravel, di lain pihak, dapat disusun oleh kecur yang agak menyudut atau menyudut. Partikel pasir mengalami pembundaran dalam waktu yang lama dan kemungkinan besar tidak akan mencapai nilai pembundaran yang tinggi apabila diangkut dalam jarak yang relatif dekat. Gravel dapat mencapai kematangan komposisi dalam waktu yang sangat cepat akibat abrasi yang menyebabkan tereliminasi batuan

yang kurang kuat secara selektif. Abrasi selektif berlangsung dengan lambat pada pasir; dalam pasir, banyak mineral yang relatif rentan terhadap abrasi dan mineral lunak masih dapat bertahan setelah terangkut untuk jarak yang jauh (Russell, 1937).

Gravel memperlihatkan penurunan ukuran secara jelas ke arah hilir. Gejala itu dapat dipetakan dan digunakan untuk memastikan arah pengangkutan, bahkan jarak pengangkutan. Pasir hanya memperlihatkan sedikit variasi besar butir setelah terangkut untuk jarak yang jauh, bahkan sebagian diantaranya tidak memperlihatkan sama sekali hal itu.

Pasir umumnya berlapisan silang-siur. Gravel jarang memperlihatkan perlapisan silang-siur yang sebenarnya, namun memperlihatkan imbrikasi kerikil pipih. Imbrikasi juga pernah ditemukan dalam pasir, namun lebih sukar untuk dilihat dan tidak berkembang dengan baik.

Terakhir, gravel jauh kurang melimpah dibanding pasir dan memiliki penyebaran yang lebih terbatas dibanding pasir. Gravel merupakan endapan lokal yang berkaitan dengan alur, gisik, atau gawir. Pasir memiliki penyebaran yang lebih luas serta dapat menutupi suatu wilayah yang luas.

6.6 PENGGOLONGAN GRAVEL DAN KONGLOMERAT

Gravel dan konglomerat digolongkan dengan banyak cara. Gravel dapat digolongkan secara deskriptif berdasarkan tekstur [misalnya menjadi konglomerat bongkah (*boulder conglomerate*) dan konglomerat kerakal (*cobble conglomerate*)], berdasarkan komposisi [misalnya menjadi konglomerat batugamping (*limestone conglomerate*) dan konglomerat rijang (*chert conglomerate*)], atau berdasarkan material penyemennya [misalnya menjadi konglomerat pengandung besi (*ferruginous conglomerate*) dan konglomerat gampingan (*calcareous conglomerate*)]. Gravel dan konglomerat juga sering digolongkan berdasarkan agen atau lingkungan yang bertanggungjawab terhadap pengangkutan dan akumulasinya—misalnya menjadi konglomerat gisik (*beach conglomerate*), konglomerat sungai (*fluvial conglomerate*), atau konglomerat glasial (*glacial conglomerate*)—atau berdasarkan kategori

lingkungan pengendapan utama, misalnya menjadi konglomerat laut (*marine conglomerate*), konglomerat darat (*continental conglomerate*), dan konglomerat litoral (*litoral conglomerate*). Gravel dan konglomerat juga digolongkan berdasarkan agen atau proses-proses yang bertanggungjawab terhadap fragmentasi material penyusunnya, misalnya menjadi konglomerat epiklastik (*epiclastic conglomerate*), konglomerat kataklastik (*cataclastic conglomerate*), dan konglomerat piroklastik (*pyroclastic conglomerate*). Penggolongan gravel dan konglomerat yang bersifat interpretatif seperti pada kedua kasus yang disebut terakhir menuntut adanya kriteria yang dapat digunakan untuk membedakan kategori-kategori tersebut. Selain itu, perlu disadari bahwa kriteria tersebut bukan tidak dapat keliru.

Untuk menggolongkan gravel, konglomerat, dan breksi, pertama-tama kita perlu menyadari bahwa endapan itu bukan merupakan kelompok homogen (maksudnya tidak memiliki asal-usul tunggal). Karena itu, kita perlu membagi konglomerat ke dalam beberapa kategori yang memiliki arti geologi, meskipun hal itu menyebabkan pengenalan jenis endapan tersebut menjadi sukar untuk dilaksanakan. Konglomerat dan breksi termasuk ke dalam lima kategori utama. Masing-masing kategori itu tidak memiliki kelimpahan dan kebenaran yang sama. Gravel yang paling banyak dan paling sering ditemukan adalah gravel terigen (*terrigenous gravel*). Gravel terigen berasal dari hasil penghancuran batuan tua yang terletak di luar cekungan pengendapan. Dengan kata lain, gravel terigen adalah gravel asal darat. Kelompok kedua, yang juga sering ditemukan namun kelimpahannya tidak terlalu tinggi, adalah konglomerat intraformasional (*intraformational conglomerate*). Proses-proses fragmentasi konglomerat intraformasional berlangsung dalam cekungan pengendapan pada waktu yang lebih kurang bersamaan dengan proses sedimen-tasinya. Kelompok ketiga, dengan kelimpahan dan kebenaran yang lebih tinggi dibanding kelompok kedua, adalah konglomerat dan breksi vulkanik (*volcanic conglomerate and breccia*), termasuk didalamnya aglomerat (*agglomerate*). Sebagaimana tuf, endapan itu merupakan produk letusan gunungapi. Endapan klastika kasar yang terbentuk akibat pergerakan tanah dan batuan disebut breksi kataklastik (*cataclastic breccia*). Dalam breksi kataklastik, pasir

tidak hadir dalam volume yang berarti. Breksi kataklastik mencakup breksi sesar (*fault breccia*) dan *founder breccia*. *Founder breccia* adalah breksi yang pembentukannya berkaitan dengan pelarutan. Karena itu, *founder breccia* kadang-kadang disebut juga breksi larutan (*solution breccia*). Aksi es dan hasilnya yang berupa til dan tilit (keduanya dianggap sebagai endapan klastika kasar) dapat pula dianggap sebagai endapan kataklastik (yakni produk pergerakan tanah—pergerakan suatu tubuh batuan terhadap tubuh batuan lain) sedemikian rupa sehingga til yang terbentuk di bagian bawah *ice sheet* dapat dianggap sebagai *gouge* dalam suatu sesar sungkup. Karena itu, til dapat dianggap sebagai suatu spesies dari morena tektonik (*tectonic moraine*). Walau demikian, karena til berkaitan dengan endapan *fluvioglacial* dan *glaciomarine* serta berselingan dengan sedimen biasa, serta karena massa batuan yang terletak di atas sesar sungkup itu (dalam hal ini es) telah hilang, maka til secara tradisional dianggap sebagai gravel terigen.

Hasil penelitian akhir-akhir ini telah menarik perhatian para ahli terhadap tipe breksi yang sangat jarang ditemukan, yakni breksi yang terbentuk akibat tumbukan meteorit. Breksi seperti itu dinamakan *fall-back breccia*. Meskipun banyak ditemukan di permukaan bulan, namun volume *fall-back breccia* yang ada di muka bumi ini praktis tidak berarti.

Kelompok dominan, yakni gravel dan konglomerat terigen, dapat dibagi menjadi dua subkelompok. Pertama, orto-konglomerat (*orthoconglomerate*), yakni gravel yang terbentuk akibat arus air biasa serta memiliki rangka yang didukung-butir. Arti ortokonglomerat itu sendiri adalah konglomerat biasa (*ordinary conglomerate; normal conglomerate*). Kedua, para-konglomerat (*paraconglomerate*) atau diamiktit (*diamictite*), yakni gravel yang diendapkan oleh arus turbid dan longSORan subakuatis, oleh *solifluction*, serta oleh es glasial atauodus pengangkutan, tidak memiliki rangka yang didukung-butir, serta didominasi oleh material berbutir halus di dalam mana partikel-partikel kasar "mengambang" ("*float*") atau terkungkung (*embedded*) didalamnya. Dalam kata-kata yang sederhana, istilah parakonglomerat adalah argilit atau batulumpur konglomerat-an. Parakonglomerat terpilah buruk atau tidak terpilah sama sekali serta memperlihatkan distribusi polimodus denganodus utama terletak pada kelas besar butir yang halus. Hal

itu berbeda dengan konglomerat biasa yang, apabila polimodus, namun modus utamanya terletak pada kisaran kategori gravel.

Ortokonglomerat dapat disusun oleh satu tipe batuan, misalnya saja kuarsa urat, karena material rombakan lain telah tereliminasi oleh pelapukan atau pengangkutan pada jarak yang jauh. Konglomerat yang sangat matang seperti itu, yang hanya disusun oleh satu tipe komponen, disebut konglomerat oligomiktik (*oligomictic conglomerate*) oleh Schwetsoff (1934) dan disebut konglomerat monogenetik (*monogenetic conglomerate*) oleh Hatch & Rastall (1971, h. 76). Konglomerat lain yang disusun oleh dua atau lebih tipe komponen, termasuk komponen yang tidak stabil (misalnya granit, basal, dan batugamping), disebut konglomerat polimiktik (*polymictic conglomerate*) atau konglomerat poligenetik (*polygenetic conglomerate*). Beberapa kategori konglomerat dan breksi diperlihatkan pada tabel 6-2.

Untuk mengetahui berbagai skema lain yang diusulkan sebagai skema penggolongan konglomerat dan breksi, para pembaca dipersilahkan untuk menelaah karya-karya tulis Norton (1917), Field (1916), Reynolds (1928), Fisher (1960), dan Maslov (1938).

6.7 ORTOKONGLOMERAT

Ortokonglomerat memiliki rangka ketat serta disusun oleh kerikil dan pasir kasar yang digabungkan satu sama lain oleh semen mineral tertentu. Ortokonglomerat diendapkan dari massa air yang sangat turbulen, baik yang berupa sungai berkecepatan tinggi atau oleh gelombang limpasan (*surf*). Ortokonglomerat dapat dibagi menjadi dua sub-kelompok: (1) konglomerat ortokuarsit (*orthoquartzitic conglomerate*) yang matang serta terutama disusun oleh kuarsa urat dan rijang; dan (2) konglomerat petromik (*petromictic conglomerate*) yang tidak matang dan disusun oleh berbagai tipe fragmen batuan metastabil.

6.7.1 Konglomerat Ortokuarsit

Konglomerat ortokuarsit memiliki komposisi yang sederhana. Kerikil penyusun konglomerat ini merupakan material yang sangat resisten terhadap penghancuran dan dekomposisi, misalnya kuarsa urat, beberapa tipe kuarsit, dan rijang. Material itu merupakan konsentrat—residu yang berasal dari hasil penghancuran batuan yang volumenya lebih besar daripada kerikil. Rijang, misalnya saja, terkonsentrasikan dari suatu tubuh batugamping berukuran besar yang mengandung nodul rijang secara tidak merata. Kuarsa urat mengimplikasikan penghancuran sejumlah besar batuan beku dan batuan metamorf yang terkerat-kerat oleh urat kuarsa yang relatif jarang. Karena itu, konglomerat ortokuarsit tidak terbentuk dari endapan yang sangat besar. Konglomerat ortokuarsit muncul sebagai kerikil-kerikil sporadis atau sebagai lapisan kerikil dan lensa kerikil yang terkungkung dalam pasir berlapis silang-siur. Lapisan kerikil itu muncul pada bagian dasar tubuh batupasir atau pada beberapa level dalam suatu formasi. Secara umum, konglomerat ortokuarsit tidak berbutir kasar. Kerikil dengan diameter beberapa sentimeter sering ditemukan dalam konglomerat ortokuarsit, namun partikel penyusun batuan itu umumnya berukuran sekitar 1 cm. Kerikil itu, termasuk didalamnya rijang, terhancurkan dengan baik dan membulat. Material itu pada dasarnya tidak dapat terhancurkan serta dapat *reworked* dan terendapkan kembali pada beberapa siklus sedimentasi. Beberapa varietas rijang, terutama rijang yang mengandung fosil, dapat memberikan petunjuk mengenai sumber gravel.

Konglomerat ortokuarsit sering ditemukan dalam rekaman geologi. Hampir di setiap tempat, bagian bawah endapan Kambrium dicirikan oleh lapisan konglomerat ortokuarsit yang tebalnya beberapa sentimeter, bahkan kadang-kadang beberapa meter. Walau demikian, konglomerat alas (*basal conglomerate*) seperti itu kemungkinan besar terkontaminasi secara lokal oleh material metastabil yang berasal dari material di sekitar lapisan konglomerat itu. Material kontaminan itu dapat ditemukan pada level yang lebih tinggi dalam formasi dimana konglomerat alas itu berada. Kerikil yang tersebar secara sporadik dalam kuarsit Mississagi dan kuarsit Lorrain (Huronian) di Ontario merupakan

contoh dari konglomerat alas Prakambrium. Kuarsit Lorrain mengandung konglomerat yang disusun oleh jaspis merah. Konglomerat pengandung emas di Witwatersand, Afrika Selatan, merupakan tebing gravel yang relatif tipis serta disusun oleh kerikil kuarsa urat. Sebagian besar kerikil itu memiliki diameter kurang dari 3 cm serta terkompresi sehingga penampang melintangnya berbentuk elips. Gravel ortokuarsit yang tersebar sering ditemukan dalam beberapa formasi Paleozoikum di bagian tengah Appalachia. Bagian-bagian tertentu dari kuarsit Tuscarora Silur mengandung kerikil kuarsa yang tersebar secara sporadik; di beberapa tempat, kuarsit itu mengandung lapisan tipis gravel kuarsa yang membundar baik (Yeakel, 1962). Formasi Chemung (Devon) mengandung beberapa lensa konglomerat yang disusun oleh kerikil kuarsa berbentuk cakram dan membundar baik; hal itu berbeda dengan Formasi Catskill yang disusun oleh kerikil yang bentuknya hampir membulat dengan pembundaran yang rendah (McIver, 1961). Formasi Ponoco (Karbon Awal) banyak mengandung konglomerat (Pelletier, 1958). Konglomerat, yang menyusun 3–10% formasi itu, merupakan gravel kuarsa urat yang tersemenkan oleh kuarsa; komponen-komponen kuarsa itu memiliki diameter 1–8 cm. Ketebalan lapisan konglomerat itu berkisar mulai dari mulai kurang dari 1 m hingga sekitar 3 m. Demikian pula, sejumlah lapisan konglomerat kuarsa yang lebih tebal dan lebih kasar menjadi penciri dari Formasi Pottsville (Karbon Awal) di Anthracite Coal Basin (Meckel, 1967). Gravel dengan sifat dan umur yang ekuivalen dengan itu ditemukan di bagian barat New York (Olean Conglomerate) dan di bagian timur Ohio (Sharon Conglomerate). Kedua konglomerat yang disebut terakhir ini didominasi oleh kuarsa urat yang membundar baik dengan diameter umumnya 2–3 cm. Dengan pengecualian untuk Formasi Chemung, semua material ortokuarsitik tersebut di atas merupakan endapan sungai.

Gravel yang lebih muda, namun dengan komposisi yang mirip dengan konglomerat-konglomerat tersebut di atas, antara lain adalah Brandywine gravel di Maryland (Schlee, 1957) dan Lafayette gravel di bagian barat Kentucky (Potter, 1955). Brandywine gravel membentuk selimut tipis dengan ketebalan hingga sekitar 10 m serta disusun oleh rijang, kuarsa urat, dan kuarsit yang membundar baik. Lafayette gravel, dengan ketebalan yang

lebih kurang sama dengan Maryland gravel, terutama disusun oleh rijang. Kedua konglomerat tersebut berumur Tersier dan diasumsikan sebagai endapan fluvial. Brandywine gravel merupakan endapan Sungai Potomac, sedangkan Lafayette gravel merupakan endapan Sungai Tennessee.

Ringkasnya, gravel ortokuarsit tampaknya merupakan akumulasi material yang sangat resisten, sangat matang, dan mem-bundar baik. Konglomerat ortokuarsit membentuk lapisan yang relatif tipis dan biasanya hanya membentuk suatu bagian kecil dari formasi dimana konglomerat itu berada. Pasangan dari konglomerat ini biasanya berupa pasir kerikilan yang kasar dan berstruktur silang-siur. Konglomerat ortokuarsit dapat terakumulasi oleh sungai atau gelombang serta dapat terbentuk baik pada gisik maupun sungai. Sebagian besar gravel yang telah disebutkan di atas merupakan endapan sungai. Konglomerat ortokuarsit merupakan konsentrat—suatu residuum hasil "penyaringan" sejumlah besar material. Konglomerat ortokuarsit Paleozoikum yang ditemukan di Appalachia terutama disusun oleh kuarsa urat yang berasal dari apa yang sekarang dikenal sebagai Piedmont metamorphic complex.

Perlu dicamkan bahwa, meskipun semua gravel tersebut di atas sangat matang, namun pasir yang berasosiasi dengannya tidak matang. Dalam gravel yang ditemukan di Appalachia, pasir yang berasosiasi dengannya sebagian besar berupa *lithic sandstone*.

6.7.2 Konglomerat Petromik

Tubuh konglomerat yang berukuran besar umumnya termasuk ke dalam kategori konglomerat petromik. Secara umum, konglomerat petromik merupakan akumulasi yang tebal, berbentuk seperti baji, terbentuk pada tepi cekungan, dan berasal dari daerah tinggian yang elevasinya jauh lebih tinggi dibanding cekungan dimana dia diendapkan. Gravel ini menjadi bagian yang relatif besar dalam paket endapan dimana dia berada, membentuk tebing dan tonjolan yang menakjubkan atau membentuk punggung yang menonjol. Konglomerat petromik dapat terletak di bagian bawah dari paket endapan seperti itu atau muncul pada beberapa level stratigrafi yang berbeda.

Konglomerat petromik merupakan ekivalen dengan *lithic sandstone* dan *arkosic sandstone*, namun butirannya lebih kasar. Meskipun komposisinya bervariasi, namun semua konglomerat petromik dicirikan oleh fakta bahwa material penyusun utama dari konglomerat itu berupa batuan metastabil, umumnya beberapa jenis. Tipe yang paling umum merupakan campuran kerikil dan kerakal batuan plutonik, batuan ekstrusif, atau batuan sedimen dan batuan metamorf. Walau demikian, dalam banyak kasus, satu atau beberapa tipe batuan berperan sebagai material penyusun dominan.

Kerakal granit dalam sedimen berbutir kasar memegang peranan yang sama sebagaimana peranan yang dijalankan oleh felspar dalam pasir. Dengan demikian, konglomerat pengandung granit lebih kurang ekivalen dengan arkose. Karena itu, tidak mengherankan apabila konglomerat pengandung granit umumnya berasosiasi dengan arkose. Karena granit memiliki kapasitas yang terbatas dalam menghasilkan bongkah, maka konglomerat pengandung granit kemungkinan besar berupa arkose dengan partikel-partikel granit tersebar didalamnya. Baik konglomerat pengandung granit maupun arkose sama-sama merekam erosi *basement* kristalin yang berlangsung cepat. Karena itu, kenampakan konglomerat pengandung granit mengimplikasikan pengangkatan yang cukup besar.

Konglomerat pengandung batugamping merekam kondisi yang luar biasa sehingga memungkinkan tererosinya batugamping sebagai gravel, bukan sebagai larutan yang pada akhirnya menyebabkan terakumulasinya gravel rijang. Hal itu mengimplikasi-kan laju pengangkatan yang tinggi dan relief yang secara lokal sangat tinggi—hal mana terutama terjadi pada gawir sesar—sebagaimana yang berkembang pada saat terakumulasikannya konglomerat batugamping Kapur Awal di Maryland dan Pennsylvania. Gravel batugamping yang melimpah merupakan produk glasiasi, sebagaimana terlihat dalam *outwash gravel* Plistosen di Illinois dan Wisconsin. Gravel itu berasal dari es yang semula menutupi dolomit Niagara yang berumur Silur.

Di daerah vulkanisme aktif, lava dapat menghasilkan gravel dalam jumlah yang besar. Secara umum, gravel itu cenderung disusun oleh fragmen-fragmen lava felsik, meskipun

sebagian besar gravel itu berasosiasi dengan aliran lava yang lebih basa. Gravel lava felsik agaknya memiliki kapasitas yang lebih tinggi dalam menghasilkan bongkah dibanding lava basa. Prinsip itu terlukiskan dengan baik oleh konglomerat Keweenawan (Prakambrium) di Minnesota dan Michigan, dimana konglomerat itu terutama disusun oleh fragmen batuan felsik, bukan oleh fragmen lava basaltik yang jauh lebih banyak. Gravel vulkanik bisa sangat tebal (1000 m atau lebih) dan lebih kurang seumur dengan aliran lava yang berasosiasi dengannya. Berbeda dengan gravel pengandung granit, konglomerat pengandung fragmen lava tidak merekam pengangkatan yang relatif besar atau erosi yang terlalu dalam.

Semua konglomerat tersebut di atas dicirikan oleh kekasarannya. Lapisan yang paling tebal cenderung disusun oleh konglomerat yang paling kasar (gambar 6-6). Meskipun banyak bongkah memiliki diameter hingga 1 meter atau lebih, namun ukuran rata-rata dari komponen itu sekitar 10–20 cm, sekitar $\frac{1}{5}$ ukuran maksimum (gambar 6-3). Konglomerat petromik juga memperlihatkan penurunan besar butir ke arah hilir. Karena itu, pemetaan ukuran kerikil maksimum pada suatu daerah akan mencerminkan sistem arus purba yang mengendapkannya (lihat gambar 14-5). Konglomerat petromik memiliki pemilahan sedang sampai buruk, karena ruang-ruang antar partikel gravel terisi oleh material berukuran pasir.

Secara umum, pembundaran gravel ini sedang hingga baik, meskipun ada beberapa pengecualian—misalnya partikel yang dekat dengan sumber—pembundarannya sangat buruk dan batuan itu sebaiknya disebut breksi. Pembundaran kerakal kasar jauh berbeda dengan pembundaran partikel penyusun pasir yang berasosiasi dengan konglomerat tersebut. Partikel penyusun pasir itu umumnya menyudut.

Kerikil dapat memperlihatkan efek pelarutan pada titik-titik kontak antar partikel. Pada beberapa kasus, kontak itu memperlihatkan interpenetrasi stilolitik, terutama pada gravel batugamping (Bastin, 1940). Pada kasus lain, terlihat adanya lekukan-lekukan hasil pelarutan pada titik kontak (Kuenen, 1942). Kerikil pada beberapa konglomerat terpecah-pecah dan memperlihatkan sesar mikro (*microfault*) yang menganga.

Perlapisan konglomerat petromik cenderung berskala besar dan lentikular serta dicirikan oleh kesejajaran kecur pipih (pada kasus lain, imbrikasi terlihat jelas pada penampang yang sejajar dengan arah aliran pengendap). Perlapisan silang-siur tidak ditemukan, kecuali dalam gravel paling halus serta pada pasir yang berselingan dengannya.

Sebagaimana telah dikemukakan di atas, ortokonglomerat petromik merupakan konglomerat yang paling banyak ditemukan dalam rekaman geologi. Karena itu, banyak contoh endapan ini telah dicandra dengan baik. Contoh-contoh yang paling baik antara lain konglomerat Arkean di berbagai perisai di seluruh belahan dunia. Misalnya saja konglomerat Danau Abram di baratlaut Ontario (Pettijohn, 1934, 1943; Turner & Walker, 1973) yang di beberapa tempat mencapai ketebalan 1000 m atau lebih, mengandung kerakal granit, sebagian diantaranya memiliki diameter lebih dari 1 m. Konglomerat dengan karakter yang mirip dengan itu banyak ditemukan di bagian-bagian lain Perisai Canada (Henderson, 1970; Boutcher dkk, 1966) serta dalam paket endapan Arkean di Finlandia (Simonen, 1953). Formasi Keweenawan (akhir Prakambrium) di Michigan mengandung banyak konglomerat, sebagian diantaranya merupakan konglomerat pengandung tembaga. Konglomerat yang paling tebal dalam Formasi Keweenawan itu, yakni Great Conglomerate, memiliki ketebalan lebih dari 600 m, miring curam, dan membentuk punggung dan meliputi sebagian besar Semenanjung Keweenaw di Danau Superior. Konglomerat itu disusun oleh material rombakan vulkanik yang berbutir kasar, membundar, dan umumnya berkomposisi felsik (Irving, 1883; White, 1952). Kerikil penyusun konglomerat itu memiliki diameter rata-rata 15–20 cm; sebagian diantaranya lebih dari 30 cm. Konglomerat itu berasosiasi dengan sedimen klastika yang berwarna merah dan lava. Konglomerat Prakambrium lain adalah Murky Formation di lengan timur Great Slave Lake (Hoffman, 1969). Formasi yang di beberapa tempat memiliki ketebalan sekitar 914 m itu muncul sebagai lapisan-lapisan masif dengan ketebalan 9–45,7 m, serta mengandung bongkah dengan diameter hingga 1,2 m. Endapan itu menipis dengan cepat ke arah *downdip*. Ukuran maksimum partikel penyusun konglomerat itu juga menurun dengan cepat dan penurunan ukuran maksimum hingga dua kali terjadi pada jarak 27 km (gambar 6-7).

Beberapa konglomerat petromik yang berumur Paleozoikum akhir muncul di Pegunungan Arbuckle dan Pegunungan Wichita, Oklahoma. Collings Ranch Conglomerate (Ham, 1954), dengan ketebalan lebih dari 600 m, merupakan salah satu contohnya. Collings Ranch Conglomerate merupakan konglomerat bongkah batugamping (*limestone boulder conglomerate*) dengan diameter maksimum 75 cm. Post Oak Conglomerate (Perm) di Pegunungan Wichita (Chase, 1954) merupakan contoh lain. Konglomerat bongkah arkosik (*arkosic boulder conglomerate*) itu di beberapa tempat merupakan konglomerat pengandung granit, sedangkan di tempat lain merupakan konglomerat batugamping.

Konglomerat cekungan-cekungan Trias di bagian timur Amerika Serikat merupakan endapan yang tebal dan bentuknya membaji serta merupakan endapan tepi cekungan yang umumnya memiliki hubungan tertentu dengan sesar-sesar yang membatasi cekungan tersebut. Di beberapa tempat, konglomerat itu agak menyudut dan merupakan konglomerat kerikil batugamping (*limestone pebble conglomerate*). Konglomerat dalam Newark Series (Trias) di Connecticut telah dicandra oleh Krynine (1950), sedangkan konglomerat dalam Deep River Basin, North Carolina, telah diteliti oleh Reinemund (1955). Semua konglomerat itu tampaknya merupakan endapan kipas aluvial yang tersebar luas (McLaughlin, 1939). Roxbury Conglomerate di Teluk Boston (Mansfield, 1906; Dott, 1961) merupakan contoh lain dari konglomerat di daerah Appalachia.

Konglomerat-konglomerat yang terkenal dan terletak di bagian barat Amerika Serikat antara lain adalah San Onofre "Breccia" (Miosen) di California (Woodford, 1925), Gila Conglomerate di Arizona, Price River Conglomerate (Kapur) di Dataran Tinggi Wasatch, Utah, dan Wasatch Conglomerate (Eosen). Semua konglomerat itu sangat tebal (di beberapa tempat ketebalan-nya mencapai 1500 m atau lebih); semuanya memiliki penyebaran yang luas di sepanjang garis lurus; serta semuanya membaji secara cepat ke arah *downdip*. Banyak diantaranya berasosiasi dengan pengangkatan dan pensesaran.

Di banyak tempat, konglomerat petromik yang tebal mencirikan sedimentasi molasa. Contoh dari endapan seperti itu adalah konglomerat dalam cekungan molasa di bagian utara Pegunungan Alpina (Blissenbach, 1957; Füchtbauer, 1967; Gasser, 1966).

Konglomerat itu terutama menjadi material penyusun endapan molasa di bagian proksimal (sebagian diantaranya memiliki ketebalan beberapa ribu meter) dan makin lama makin hilang ke utara hingga akhirnya hanya membentuk 10% atau kurang pada jarak sekitar 200 km dari daerah sumbernya. Pada jarak yang sama, ukuran kerikil maksimum makin menurun, mulai lebih dari 1 m hingga sekitar 10 cm. Komposisi gravel memperlihatkan pengayaan komponen stabil secara progresif ke arah hilir (gambar 6-8).

Sebagian besar konglomerat yang telah dijelaskan di atas merupakan endapan sungai. Konglomerat-konglomerat itu bervariasi mulai dari endapan kipas aluvial (atau apa yang disebut sebagai fanglomerat oleh Lawson, 1925) hingga endapan sungai menganyam dan sungai meander. Walau demikian, sebagian konglomerat petromik agaknya diendapkan pada wilayah perairan yang dalam. Konglomerat seperti itu merupakan konglomerat turbidit. Contohnya adalah konglomerat pada Wheeler Gorge, California, yang berumur Kapur (Rust, 1966; Fisher & Mattinson, 1968) serta konglomerat Arkean di Danau Minnitaki, Ontario (Walker & Pettijohn, 1971). Konglomerat pada Wheeler Gorge memperlihatkan lapisan-lapisan dengan ketebalan hingga 30 m serta mengandung bongkah dengan diameter hingga 1 m. Lapisan-lapisan konglomerat memperlihatkan gejala *grading* berskala sangat besar. Bidang batas bawah konglomerat utama dicirikan oleh sidik seruling berukuran raksasa. Endapan itu berselingan dengan serpih dan batulanau yang berlaminasi tipis dan diasumsikan diendapkan pada dasar laut dalam yang datar. Konglomerat Arkean juga berselingan dengan batusabak hitam dan batulanau berbutir halus yang berlapis tipis. Gravel dan pasir itu semuanya memperlihatkan gejala *grading*; lapisan silang-siur tidak ditemukan dalam paket endapan itu. Dari kedua contoh itu, jelas sudah bahwa konglomerat kasar tidak selalu mengindikasikan sedimentasi pada wilayah perairan yang dangkal.

6.8 PARAKONGLOMERAT (BATULUMPUR KONGLOMERATAN)

Konglomerat yang terutama disusun oleh matriks, bukan oleh kecur, sebenarnya merupakan batulumpur (*mudstone*) yang mengandung partikel-partikel gravel yang tersebar secara tidak merata. Dalam banyak kasus, partikel-partikel itu membentuk 10% atau kurang dari ruah batuan. Walau demikian, endapan seperti itu biasanya dinamakan konglomerat; bukan batulumpur.

Tidak ada satupun istilah yang dapat digunakan secara memuaskan untuk mencandra kategori konglomerat yang menarik namun relatif jarang ditemukan itu. Agaknya sebagian besar istilah yang dapat diterapkan pada batuan ini—baik pada skala sampel genggam (*hand specimen*) atau singkapan serta tidak mengimplikasikan genesis—tidak akurat atau terlalu panjang. Masalah tatanama ini telah ditelaah oleh Blackwelder (1931), Miller (1953), Folk (1954), Flint dkk (1960a, 1960b), Harland dkk (1966), serta Schermerhorn (1966). Pettijohn (1957) mengusulkan digunakannya istilah parakonglomerat (*paraconglomerate*). Sebagaimana yang diimplikasikan oleh istilah tersebut, batuan itu menyimpang dari kebiasaan—tidak diendapkan dengan cara-cara sebagaimana gravel biasanya diendapkan. Batuan itu bukan merupakan produk pengangkutan akuatis biasa. Sebagian batulumpur kerikilan (*pebbly mudstone*) atau batulumpur kerakalan (*cobbly mudstone*) merupakan lempung bongkah (*boulder clay*). Istilah lempung bongkah, meskipun diasumsikan bersifat deskriptif, namun umumnya dianggap sinonim dengan istilah til. Til merupakan suatu tipe khusus dari lempung bongkah, yakni lempung bongkah yang diendapkan oleh es glasial. Istilah *Geröllton* pernah diterapkan pada batulumpur bongkah non-glasial (Ackermann, 1951). Istilah tiloid pernah diusulkan lebih dulu untuk menamakan "endapan yang mirip dengan til, namun asal-usulnya tidak terlalu jelas" (Blackwelder, 1931). Baru-baru ini, istilah diamiktit (*diamictite*) diusulkan untuk menamakan "setiap sedimen terigen yang tidak terpilah atau terpilah buruk serta tersusun oleh pasir dan/atau partikel-partikel kasar lain yang tertanam dalam massa dasar lumpur" (Flint dkk, 1960b). Batuan seperti itu dinamakan batulumpur konglomerat (*conglomerate mudstone*) oleh Folk (1954). Batuan yang sama dinamakan batulumpur kerikilan (*pebbly mudstone*) oleh Crowell (1957). Istilah konglomerat

batulumpur (*mudstone conglomerate*) berbeda sama sekali karena istilah yang disebut terakhir ini diterapkan pada konglomerat yang komponennya (bukan matriksnya) merupakan fragmen pelit. Istilah til dan tilite akan digunakan disini khusus untuk batulumpur kerikilan atau lempung bongkah yang terbentuk oleh aksi es.

Diantara kedua tipe batulumpur kerikilan, salah satu diantaranya memiliki matriks yang berlapis, sedangkan yang lain memiliki matriks yang tidak berlapis atau tidak berstruktur.

6.8.1 Batulumpur Kerikilan Berlaminasi

Batulumpur kerikilan berlaminasi (*laminated pebbly mudstone*) merupakan batuan yang sangat jarang ditemukan, namun memiliki karakter yang khas. Batuan itu terutama disusun oleh argilit atau batusabak yang berlaminasi tipis, di dalam massa argilit mana terdapat fenoklas (*phenoclast*) yang tersebar secara tidak merata. Sebagian fenoklas itu memiliki ukuran yang lebih besar daripada ukuran pasir, bahkan ada yang sampai berukuran bongkah. Laminasi yang terletak di bawah fenoklas itu melekok ke bawah, sedangkan laminasi yang terletak diatasnya melekok ke atas.

Argilit konglomeratan yang berlaminasi ini jelas merupakan produk jatuhnya kerikil (kerikil seperti itu dinamakan *dropstone*) ke dasar wilayah perairan yang tenang, di tempat mana diendapkan lanau halus dan lumpur. *Dropstone* biasanya merupakan hasil *raft action* yang umumnya dilakukan oleh es glasial, namun dapat juga oleh akar atau batang pohon yang mengambang di sungai atau di pesisir. Jika *dropstone* hadir dalam jumlah yang banyak, terutama apabila batuan pelitiknya memperlihatkan karakter seperti warwa, maka batulumpur kerikilan itu hampir dapat dipastikan merupakan endapan glasial. Endapan seperti itu dinamakan pelodit (*pelodite*) (Woodworth, 1912). Sebagian lapisan debu berbutir halus, berlaminasi tipis, dan mengandung bongkah atau *infallen stone* mirip dengan pasangan pelit glasial dan *dropstone*. Melimpahnya fragmen vulkanik, terutama gelas vulkanik, berperan sebagai sarana untuk mengenalnya sebagai endapan vulkanik dan berperan sebagai pembeda dari pelodit.

Secara umum, argilit berlamina yang mengandung *dropstone* berasosiasi erat dengan tilit dan mungkin merupakan bukti terbaik dari adanya es glasial dan menjadi indikator bahwa strata lain yang berasosiasi dengan argilit itu merupakan endapan glasial. Pelodit pernah ditemukan dalam endapan yang umurnya beragam di banyak tempat. *Dropstone* banyak ditemukan dalam lempung warwa *glaciolacustrine* Plistosen di Scandinavia dan Canada. Warwa *glaciolacustrine* tua yang telah membatu pernah ditemukan dalam endapan glasial Fern Creek (Prakambrium) di Michigan (Pettijohn, 1952), dalam Gowganda Formation (Huronian) di Ontario (Collins, 1925; Ovenshine, 1965; Lindsey, 1969), dalam batubak Tapley Hill dari Adelaide Series di Australia (Caldenius, 1938), dalam endapan Eokambrium di Swedia (Kulling, 1938), dan dalam itu varvite di Sao Paulo, Brazil.

6.8.2 Til dan Tilit

Istilah til (*till*) agaknya pertama kali digunakan oleh para ahli geologi Scotlandia untuk menamakan "lempung tidak berlapis, keras, serta mengandung bongkah-bongkah batuan yang menyudut, menyudut tanggung, dan membundar, dimana sebagian besar bongkah itu terpoles dan memperlihatkan *striation*" (Woodward, 1887; Gary dkk, 1972). Istilah til sinonim dengan istilah lempung bongkah yang didefinisikan sebagai "endapan yang asal-usulnya memiliki kaitan langsung dengan aksi *grinding* dari gletser" (Geikie, 1874). Dengan demikian, til kemudian menjadi suatu istilah genetik yang diterapkan pada endapan es glasial yang tidak berlapis.

Istilah tilit (*tillite*) digunakan untuk menamakan til yang telah membatu. Menurut Du Toit (1954), istilah tilit dimunculkan pertama kali oleh Penck.

Asal-usul til Plistosen sebagai endapan es tidak lagi diperdebatkan orang, meskipun asal-usul endapan tertentu mungkin tidak begitu pasti. Walau demikian, banyak ketidakpastian masih menyelimuti banyak endapan yang selama ini disebut sebagai tilit. Kesulitan muncul karena mekanisme lain selain es glasial dapat menghasilkan endapan masif yang banyak mengandung matriks, di dalam matriks mana tertanam fenoklas secara tidak merata. Istilah tiloid (*tilloid*) digunakan untuk menamakan "endapan yang mirip dengan

til, namun asal-usulnya masih diragukan" (Blackwelder, 1931). Istilah yang disebut terakhir ini kemudian muncul sebagai istilah untuk menamakan diamiktit yang asal-usulnya tidak berkaitan dengan es glasial, sedangkan istilah til digunakan untuk menamakan diamiktit yang terbentuk oleh aksi es glasial.

Beberapa kesulitan dalam membedakan tilit dan tiloid muncul karena sebagian besar pengetahuan dan konsep mengenai til berasal dari hasil pemelajaran endapan glasial Plistosen. Endapan tersebut hampir semuanya merupakan endapan kontinental, tipis, dan memiliki kemungkinan yang rendah untuk dapat terawetkan dalam rekaman geologi. Sebagian besar rekaman glasial purba merupakan endapan bahari serta memperlihatkan perbedaan yang berarti dengan til kontinental. Harland dkk (1966) memahami perbedaan-perbedaan tersebut dan kemudian menelurkan istilah ortotil (*orthotill*) untuk menamakan endapan yang terbentuk oleh partikel-partikel yang langsung dilepaskan dari es pengangkut akibat ablasi dan pelelehan serta istilah paratil (*paratill*) untuk menamakan endapan yang terbentuk oleh *ice rafting* dalam lingkungan bahari atau lakustrin. Masalah itu menjadi makin kompleks karena sebagian til subakuatis yang diendapkan oleh es tidak dapat dibedakan dari til yang diendapkan di darat. Paratil yang sebenarnya merupakan sedimen bahari dengan *ice-rafted materials* (terutama *dropstone*) yang ukurannya lebih kecil, namun jumlahnya lebih banyak. Til subakuatis yang diendapkan oleh es merupakan ortotil, meskipun diendapkan di bawah laut. Istilah paratil hanya diterapkan apabila proses *rafting* turut terlibat dalam pembentukannya. Kesulitan-kesulitan tatanama muncul karena berbagai istilah yang ada didefinisikan berdasarkan proses pembentukan endapan, padahal hal itu tidak terlihat dalam singkapan.

6.8.2.1 Tekstur

Karena bongkah dan kerakal memegang peranan penting dalam tilit, maka tilit umumnya disebut konglomerat oleh para ahli geologi, meskipun endapan itu sebenarnya didominasi oleh material berbutir halus (sebagian berupa lempung atau material yang merupakan hasil litifikasi lempung). Dalam til yang dianalisis oleh Krumbein (1933), matriks halus itu

membentuk $\frac{4}{5}$ hingga $\frac{9}{10}$ bagian dari keseluruhan batuan. Dalam kebanyakan til, lanau dan lempung membentuk $\frac{1}{2}$ hingga $\frac{2}{3}$ bagian dari endapan. Median besar butir dari kebanyakan til jatuh pada kelas 3–10 mikron. Til itu jelas merupakan til lempung (*clay till*) (gambar 6-9).

Til terpilah buruk. Semua dari 48 sampel til yang pernah diteliti oleh Krumbein (1933) memiliki 12 atau lebih kelas besar butir yang mengandung proporsi material 1% atau lebih. Material yang ada dalam setiap kelas itu tidak hadir dalam jumlah yang sangat banyak. Kelas modus terbesar dalam til yang dianalisis hanya mengandung 20% berat dari keseluruhan sampel. Jelas sudah bahwa kelas modus seperti itu tidak terlalu jelas keberadaannya. Meskipun sebagian til yang dianalisis tampaknya hanya memiliki satu kelas modus, namun sebagian besar til memiliki dua atau lebih kelas modus.

Distribusi besar butir dari sebagian til, terutama til yang diendapkan dalam lingkungan akuatis, dapat termodifikasi dengan berbagai cara. Setelah dikenai oleh arus dan gelombang, sebagian til dapat mengalami proses penghilangan material halus secara selektif. Pada kasus ekstrim, semua material halus tersapu dari til sedemikian rupa sehingga sisanya (*lag deposit*) terutama disusun oleh kerakal dan bongkah. Selain itu, pada beberapa kasus, gletser dapat mengalir melalui endapan pasir dan memperoleh beban pasir yang cukup banyak sedemikian rupa sehingga menghasilkan til yang banyak mengandung pasir.

Meskipun terutama disusun oleh material halus, til dan tilit dapat mengandung bongkah yang sangat besar. Bongkah dengan diameter 1 meter jarang ditemukan dalam til, meskipun bukan berarti tidak ada til yang mengandung bongkah sebesar itu. Beberapa *glacial erratics*, yang beratnya lebih dari 1000 ton, pernah ditemukan dalam til. Karena kebanyakan til disusun oleh material berukuran 1 mikron atau lebih kecil dari itu, dan partikel terbesar yang ada didalamnya dapat memiliki diameter 1 m atau lebih, maka til merupakan salah satu tipe sedimen yang pemilahannya paling buruk.

Von Engelen (1930) bersikukuh bahwa kerakal dan kerikil glasial cenderung memiliki bentuk yang khas dan menjadi indikator dari aksi glasial. Bentuk yang khas itu adalah

striated dan *faceted flatiron*. Apabila diperhatikan secara mendetil, ciri-ciri khas dari kerakal seperti itu adalah: apabila diletakkan dengan posisi sedemikian rupa sehingga sisi yang paling luas dan paling datar terletak di bawah, (1) kerakal itu berbentuk seperti segitiga; (2) sudut paling tumpul yang ada pada sisi bawah cenderung meruncing, namun puncaknya melekok ke dalam; (3) bagian bawah dari sisi belakang sedikit terkeruk atau sedikit bergerigi; (4) sisi atas *flatiron* cenderung membonggol ke luar dengan (5) bagian pinggir yang makin landai ke arah sudut yang melekok; (6) sisi bawah atau bagian puncak sudut *flatiron* terkikis atau terpotong; (7) *striation* pada sisi-sisi atas cenderung mengarah secara diagonal menuju sudut yang puncaknya melekok; dan (8) ada indikasi bahwa tidak munculnya ciri-ciri tersebut di atas dalam suatu partikel semata-mata karena pengaruh bentuk asalnya atau karena pengaruh khuluk, struktur, dan komposisi batuan asalnya.

Pemerian Von Engelen mengenai bentuk "ideal" fragmen batuan yang menjadi "target" dari aksi glasial didukung oleh data kuantitatif yang dikumpulkan oleh Wentworth (1936a) dari hasil penelitiannya terhadap 626 kerakal glasial. Tiga ratus kerakal, yang dipilih karena dipandang mendekati bentuk "ideal" hasil aksi glasial, dipelajari secara mendetil. Kerakal itu digolongkan menurut bentuk umumnya. Bentuk yang dominan adalah tabuler. Hal itu terjadi bukan saja karena bentuk asal partikel itu rata-rata memang tabuler, namun juga karena dua sisi utama dan berlawanan dari partikel itu mampu mempertahankan diri untuk tidak terabrasi. Pemelajaran terhadap profil tepi-tepi partikel (sebagaimana terlihat ketika kerikil itu terletak pada posisi yang paling stabil, yakni pada saat profil partikel itu terletak tegak lurus terhadap sumbu terpendek dari partikel tersebut) memperlihatkan bahwa partikel-partikel penyusun til umumnya berbentuk pentagonal. Sekitar $\frac{2}{3}$ sisi partikel penyusun til dapat disebut segi lima, segi empat, segi tiga, poligonal, trapezoidal, atau *reniform*. Dengan demikian, bentuk paling khas dari kerakal glasial adalah tabuler sejajar dengan bentuk luar pentagonal. Bentuk *flatiron* yang telah dikemukakan oleh Von Engelen terbukti dari hasil perhitungan. Profil umum dari *flatiron* diperlihatkan pada gambar 6-10. Kerakal penyusun til umumnya merupakan lemping yang panjangnya sama dengan 1,4 kali lebar dan 2,25 kali ketebalannya. Beberapa kerakal memiliki panjang yang nilainya 2 kali lebar dan 4 kali

tebalnya. Diantara 300 kerakal yang diamati, 128 diantaranya membundar, 116 membundar sedang, dan 56 menyudut dan terpecah-pecah. Dengan demikian, sebagian besar kerakal itu mengindikasikan terjadinya pembundaran karena terabrasi. Adanya sisi dan tepi "*pushoff*" dari kerakal itu, atau yang disebut *snub scar* oleh Wentworth, terlihat dengan sangat jelas dalam 43 kerakal, terlihat dalam 107 kerakal, dan terlihat agak samar pada 42 kerakal. Meskipun tidak terlihat dalam 108 buah kerakal lainnya, namun adanya *snub scar* itu dapat dianggap sebagai salah satu ciri dari kerakal glasial.

Till stone umumnya memperlihatkan *striation*. Selain itu, ada kecenderungan dimana tipe batuan tertentu mengandung *striation* dalam jumlah yang lebih banyak dibanding tipe batuan lain. Secara keseluruhan, *striation* itu tidak melimpah sebagaimana diperkirakan semula. Pemelajaran yang dilakukan oleh Wentworth (1936a) terhadap *striation* menunjukkan bahwa, dalam til yang ditelitinya, hanya 10% partikel batugamping dan hanya 1% partikel batuan lain yang memperlihatkan *striation* (gambar 6-11). Wentworth menemukan fakta bahwa *striation* itu hampir sejajar satu sama lain dan bahwa *striation* itu umumnya terletak sejajar dengan sumbu panjang *till stone*.

Karena karakter yang khas dari sebagian besar tilit, khususnya tilit Prakambrium, kita akan menemukan kesukaran untuk mengeluarkan *till stone* secara utuh dari matriksnya. Karena itu, sukar bagi kita untuk dapat menentukan bentuk yang sebenarnya dari *till stone* dan melihat *striation* yang ada didalamnya. Kegagalan untuk menemukan *striated stone* dalam banyak tilit purba bukan merupakan suatu hal yang mengherankan karena *striation* pun memang jarang ditemukan dalam til Plistosen. *Striation* demikian definitif sehingga menjadi salah satu kriteria terpenting untuk aksi es. Walau demikian, tidak adanya *striation* bukan berarti bahwa suatu endapan tidak terbentuk oleh aksi es. Selain itu, perlu juga diingat bahwa *striation* yang lemah dapat dihasilkan oleh sungai es dan agen lain (Wentworth, 1936b).

6.8.2.2 Struktur

Meskipun banyak til, terutama ortotil, tampak tidak berstruktur dan tidak memiliki perlapisan atau susunan internal lain, namun para ahli telah mengetahui sejak lama bahwa ada kecenderungan dari sumbu panjang fragmen-fragmen batuan yang berbentuk batang untuk terletak sejajar dengan arah aliran es pada saat endapan itu terbentuk (gambar 6-12). Gejala itu hanya ditemukan pada fragmen-fragmen batuan yang ada dalam ortotil; *dropstone* tidak memperlihatkan gejala pengarahannya seperti itu. Meskipun penelitian kemas til telah dilakukan sejak 1884 oleh Hugh Miller, namun penelitian yang sistematis terhadap kemas til baru dilakukan pertama kali oleh Richter (1932). Dia mengukur dan merajahkan orientasi sumbu panjang partikel penyusun til. Pola pergerakan es kemudian ditafsirkan berdasarkan orientasi sumbu panjang itu. Hasilnya benar-benar konsisten dengan kesimpulan yang diperoleh dari hasil penelitian terhadap *bedrock striation*, morena, dan gejala lain yang merupakan hasil kerja es. Sejak diterbitkannya karya tulis Richter, bermunculan lah berbagai makalah yang memaparkan penerapan teknik yang dikembangkan oleh Richter untuk memecahkan masalah pergerakan es di Amerika Serikat (Krumbein, 1939; Holmes, 1941), di Finlandia (Okko, 1949; Virkkala, 1951, 1960; Kauranne, 1960), dan Britania (West & Donner, 1956). Til juga memiliki kemas mikro yang berkaitan dengan pergerakan es (Dreimanis, 1959). Masalah kemas ini telah dikaji ulang oleh Potter & Pettijohn (1963). Pettijohn (1962) dan Lindsey (1969) telah mencoba untuk mempelajari orientasi *tillstone* dalam tilit purba.

Apabila ortotil bersifat masif dan tidak memperlihatkan struktur, kecuali kemas terarah seperti telah dijelaskan di atas, paratilt justru memperlihatkan perlapisan. Kecur berukuran sangat besar (kecur yang diameternya lebih besar dibanding ketebalan lapisan atau laminasi til) tidak mungkin diangkut secara lateral sebagaimana material penyusun til yang lain. Orientasi *dropstone* itu random atau memperlihatkan simetri sumbu vertikal. *Dropstone* memperlihatkan penetrasi dan distorsi stratifikasi yang terletak dibawahnya serta memperlihatkan hubungan ketidakselarasan dengan material yang menutupinya (Ovenshine, 1965). Hubungan seperti itu mungkin merupakan bukti *rafting* yang paling kuat.

Walau demikian, distorsi laminasi di sekitar *dropstone* dapat terbentuk akibat kompaksi. Karena itu, ketika meneliti partikel batuan yang diperkirakan merupakan *dropstone*, kita perlu mencari bukti-bukti ketidaksetangkupan antara distorsi yang terletak di bawah dan di atas *dropstone* (Hardy & Legget, 1960). Pemotongan dan penetrasi terhadap laminasi yang terletak dibawahnya merupakan indikasi *rafting* yang paling kuat. Orientasi vertikal dari sumbu partikel batuan serta kecenderungan partikel pipih untuk tidak sejajar dengan bidang perlapisan merupakan bukti tambahan untuk *rafting*. Berbeda dengan tiloid, til (termasuk *dropstone till*) jarang memperlihatkan gejala *normal grading*.

6.8.2.3 Komposisi

Meskipun komposisi til dan tilit sangat bervariasi, namun hampir semuanya dicirikan oleh adanya bongkah-bongkah dan *till stone* yang tidak lapuk serta tertanam dalam matriks atau pasta material yang juga tidak lapuk. Matriks atau pasta itu biasa disebut "*rock flour*". *Till stone*, meskipun umumnya disusun oleh material penyusun *basement* yang terletak di bawah til dan tilit, namun sebagian diantaranya merupakan material asing. Semua tipe batuan—sedimen, metasedimen, batuan beku plutonik, dan batuan beku efusif—dapat hadir dalam til dan tilit sebagai komponen. Dalam til Plistosen, penghitungan yang hati-hati terhadap jumlah kerikil yang ada didalamnya serta perajahan distribusi dan jumlah *till stone*, atau tipe batuan tertentu, memungkinkan kita untuk menentukan pola aliran es dan juga memberikan informasi penting tentang khuluk *bedrock* yang tersembunyi, bahkan pada beberapa kasus dapat membantu kita untuk menemukan endapan bijih yang tersembunyi (Potter & Pettijohn, 1963).

Matriks til, jika tidak lapuk, biasanya berwarna abu-abu tua kebiruan. Jika teroksidasi, matriks itu kekuning-kuningan. Matriks tilit biasanya abu-abu tua hingga hitam kehijauan. Matriks itu sangat mirip dengan *graywacke* (atau mungkin memang *graywacke*) dan di bawah mikroskop tampak disusun oleh partikel-partikel kuarsa, felspar, dan fragmen batuan yang segar dan menyudut serta tertanam dalam suatu "pasta" partikel halus. Dalam tilit sendiri, "pasta" tersebut tampak kaya akan klorit dan mika; mungkin merupakan produk

metamorfisme tingkat rendah dari lempung yang semula menyusun til. Bubuk material karbonat sering ditemukan dalam til yang diendapkan di daerah batugamping serta kenampakkannya mirip dengan endapan yang kaya dengan material gampingan.

Komposisi ruah dari matriks til atau tilit sangat mirip dengan *graywacke* dan batuan lain yang berkaitan dengannya (lihat tabel 6-3). Material itu biasanya kaya akan alumina, besi, tanah alkali, dan logam alkali. Til yang terbentuk di daerah batu-gamping bersifat gampingan dan, oleh karena itu, mengandung kadar CaO dan CO₂ yang tinggi. Jika batuan sumbernya berupa dolomit, til karbonatan juga memiliki kadar MgO yang tinggi.

Dropstone till dan *dropstone tillit* berbeda dengan ortotil karena adanya efek-efek pencucian dan penghilangan material halus. Matriks *dropstone till* lebih kaya akan pasir dan, oleh karena itu, memiliki kadar Al₂O₃, besi, dan K₂O yang relatif rendah, namun memiliki kadar SiO₂ yang relatif tinggi.

6.8.2.4 Aspek-Aspek Stratigrafi

Ketebalan individu-individu *till sheet* atau tilit sangat bervariasi, mulai dari sekitar 1 meter hingga ratusan meter, bahkan lebih dari itu. Karena glasiasi umumnya berlangsung secara berulang-ulang, maka lapisan tilit yang ditemukan di suatu daerah makin lama makin banyak. Endapan glasial yang terawetkan di masa lalu merupakan produk es kontinental, bukan gletser pegunungan. Karena itu, tilit cenderung ditemukan dalam satuan-satuan batuan yang umurnya sama dan tersebar suatu daerah yang luas. Zaman es merupakan suatu fenomena regional; bukan lokal. Karena itu, tilit bukan merupakan endapan lokal seperti halnya nendatan, longsoran, atau endapan lain yang mirip dengan itu.

Banyak, namun tidak semua, til ditemukan terletak di atas *striated pavement*. Hal itu hanya berlaku pada til pertama atau til yang terletak paling bawah pada suatu endapan glasial. Til yang terletak di bagian atas paket til, atau til yang relatif muda, mungkin berselingan dengan endapan *glaciolacustrine* dan endapan *fluvioglacial*. Hal yang disebut terakhir ini cenderung hanya berlaku untuk til kontinental. Til bahari, terutama *dropstone till*, tidak cenderung terletak di atas *glacial pavement*.

Endapan lain yang hampir secara universal berasosiasi dengan til atau tilit adalah lempung warwa atau endapan yang ekuivalen dengannya (warwit atau pelodit). Warwit (*varvite*) dan pelodit (*pelodite*) memperlihatkan laminasi yang sangat halus dan merepresentasikan pengendapan lempung secara musiman dalam danau air tawar yang tenang. Banyaknya *rafted block* yang menyudut, baik yang berukuran kecil maupun besar, dalam strata itu merupakan bukti paling kuat yang mengindikasikan terjadinya glasiasi. Sebaliknya, tidak hadirnya *rafted cobble* seperti itu menyebabkan timbulnya keraguan bahwa sebagian endapan yang semula ditafsirkan sebagai endapan glasial memang merupakan endapan glasial. Dalam sayatan tipis sekalipun, butiran-butiran kuarsa yang menyudut akan dapat teramati dalam laminasi batulanau atau batusabak yang paling halus dan mengindikasikan proses *rafting* pada skala mikroskopis. Sebagaimana dikemukakan oleh Lindsey (1969), struktur warwa yang sering ditemukan dalam endapan danau glasial biasanya tidak ditemukan dalam endapan bahari. Dengan demikian, meskipun *dropstone* dalam matriks yang berlaminasi halus mungkin ditemukan dalam endapan bahari, namun endapan dengan struktur warwa yang sebenarnya adalah endapan air tawar.

Endapan *fluvioglacial* yang berasosiasi dengan til dan tilit dalam banyak hal memperlihatkan kemiripan dengan gravel aluvial yang bukan merupakan endapan glasial. Endapan seperti itu umumnya berasosiasi dengan tilit.

Karena til Plistosen berasosiasi dengan *loess* (lanau eolus), maka diperkirakan bahwa batuan yang ekuivalen dengan *loess* itu akan ditemukan dalam paket endapan glasial purba. Namun, tampaknya kenyataan tidak demikian. Hal itu mungkin terjadi karena sebagian besar "fosil" endapan glasial adalah endapan bahari, bukan endapan kontinental.

6.8.2.5 Penyebaran dalam Ruang dan Waktu: Beberapa Contoh

Tilit tidak memiliki penyebaran ruang dan waktu tertentu. Coleman (1926) menyajikan suatu ikhtisar yang memperlihatkan penyebaran endapan es yang diketahui selama ini, termasuk endapan yang dianggap problematik. Walau demikian, endapan seperti itu tidak memiliki penyebaran seluas sebagaimana yang diperkirakan semula. Banyak endapan

yang semula ditafsirkan sebagai tilit dewasa ini ditafsirkan sebagai tiloid non-glasial. Crowell & Frakes (1970) menyajikan suatu ikhtisar mengenai apa yang dikenal sebagai glasiasi Fanerozoikum.

Ada empat "jaman" yang diketahui merupakan saat-saat dimana glasiasi memiliki penyebaran yang luas di muka bumi. Keempat jaman itu adalah Prakambrium (sekitar 2150-2500 juta tahun yang lalu), Eokambrium, Permokarbon di belahan bumi bagian selatan, dan Plistosen.

Endapan glasial Prakambrium Tengah (atau Aphebian menurut Geological Survey of Canada) telah dikenal sejak lama. Salah satu contoh endapan glasial tersebut yang telah diteliti dengan baik adalah tilit dalam Gowganda Formation (Huron Akhir) di bagian timur Ontario dan Quebec. Endapan yang pernah diteliti oleh Wilson (1913) itu telah dikaji ulang oleh Ovenshine (1965) dan Lindsey (1969). Gowganda Formation tersebar di daerah yang luasnya beberapa ribu mil persegi serta mengandung *striated stone* yang sebagian diantaranya terletak di atas *glacial pavement* (Schenk, 1965) serta berasosiasi dengan warwa argilit yang mengandung *rafted block*. Batuan dengan karakter yang mirip dengan itu, dan ditafsirkan memiliki umur yang sama, ditemukan dalam Hurwitz Group di Northwest Territories, Canada (Bell, 1970). Ramsey Lake Conglomerate (Huron Awal) dan Bruce Conglomerate merupakan parakonglomerat yang juga diyakini merupakan endapan glasial (Frarey & Roscoe, 1970). Endapan-endapan itu mirip dengan Fern Creek Tillite di utara Michigan (Pettijohn, 1952). Young (1966) berpendapat bahwa Fern Creek Tillite itu korelatif dengan Ramsey Lake Conglomerate dan Bruce Conglomerate. Selain itu, endapan-endapan itu juga dianggap korelatif dengan tilit yang ada dalam Reany Creek Formation di Michigan (Puffett, 1969).

Endapan glasial yang paling terkenal tidak diragukan lagi adalah endapan Permo-Karbon di belahan bumi bagian selatan. Contoh endapan itu adalah Dwyka tillite di Afrika Selatan (Du Toit, 1921; Hälbich, 1962; Crowell & Frakes, 1972), endapan glasial dan periglasial di Congo Basin (Hübner, 1965), tilit Karbon di Brazil dan bagian-bagian lain Amerika Selatan (Leinz, 1937; Frakes & Crowell, 1969), endapan glasial di Australia dan Tasmania

(Wanless, 1960; Crowell & Frakes, 1971), endapan glasial Talchir di India (Smith, 1963), Lafonian Tillite di Kepulauan Falkland (Frakes & Crowell, 1968). Endapan-endapan itu telah diteliti ulang secara kritis dan tampaknya benar-benar merupakan endapan glasial. Endapan-endapan itu merupakan contoh endapan glasial yang telah diteliti dengan baik dan mengindikasikan glasiasi purba yang tersebar luas.

Jaman es Plistosen menghasilkan endapan yang tersebar luas di Amerika Utara dan Eropa. Endapan itu dapat dengan relatif mudah dipelajari pada singkapan. Karakternya mengindikasikan bahwa endapan itu terbentuk akibat glasiasi berulang-ulang dan pada umumnya tipis (beberapa puluh meter) dan tidak terkonsolidasi. Rekaman bahari dari jaman es itu kurang jelas. Sebagian endapan itu telah diteliti oleh Miller (1953). Untuk mendapatkan informasi yang lebih jauh mengenai jaman es Plistosen, pembaca dipersilahkan untuk menelaah karya tulis Flint (1971).

Selain rekaman glasial yang telah diketahui dengan baik sebagaimana telah disebutkan di atas, berbagai endapan lain, yang umurnya beragam, juga ditafsirkan sebagai endapan glasial. Pengkajian ulang terhadap sebagian endapan itu menyebabkan timbulnya keraguan bahwa beberapa batuan memang merupakan endapan glasial. Salah satu contohnya adalah apa yang dikenal sebagai Squantum "Tillite" di Boston Bay (Sayles, 1914) yang, meskipun dalam banyak hal mirip dengan tilit, namun tidak mengandung ciri-ciri kritis sehingga endapan itu mungkin bukan tilit (Dott, 1961). Demikian pula, endapan yang sebelum-nya ditafsirkan sebagai endapan glasial dalam West Congo geosyncline, sekarang diragukan asal-usulnya (Schermerhorn & Stanton, 1963). Walau demikian, memang ada endapan yang kemungkinan besar merupakan endapan glasial yang terbentuk pada waktu lain selain keempat jaman yang telah disebutkan di atas. Sebagian endapan Ordovisium di bagian utara Afrika diyakini sampai sekarang sebagai endapan glasial (Arbey, 1968).

6.8.2.6 Asal-Usul dan Kebenaan Geologi

Meskipun banyak ahli telah menulis berbagai hal tentang til, namun mekanisme pembentukan til belum dapat dipahami sepenuhnya. Hubungan antara komposisi til dengan *bedrock* yang terletak dibawahnya telah dipelajari oleh Holmes (1952) dan Lundquist (1935). Distribusi besar butir til sebagian telah dijelaskan oleh Krumbein (1933) serta Krumbein & Tisdell (1940). Mekanisme pengendapan glasial, termasuk proses-proses yang terlibat didalamnya, telah dikaji ulang oleh Harland dkk (1966). Proses-proses yang berkaitan dengan endapan glasial bahari telah dianalisis oleh Carey & Ahmad (1961). Hal yang sama juga telah dikaji panjang lebar dalam sebuah simposium (Goldthwait, 1971) serta oleh Flint (1971). Perlu dicamkan bahwa, meskipun pengetahuan kita mengenai aksi glasial dan endapan glasial (berdasarkan gletser Plistosen dan Holosen) sebagian besar diperoleh dari hasil pembelajaran terhadap glasiasi kontinental, namun rekaman purba tampaknya sebagian besar merupakan endapan bahari. Kegagalan untuk memahami fakta tersebut telah menimbulkan banyak kerancuan dan perbedaan tafsiran. Kita perlu membedakan *dropstone tillite* (paratil) dengan til yang diendapkan oleh es (ortotil).

Walau demikian, kebenaran geologi dari tilit sangat jelas. Tilit purba, terutama yang memiliki penyebaran luas, merekam saat-saat dimana massa es tersebar luas di muka bumi. Penyebab perubahan iklim yang demikian drastis dan alasan yang melatarbelakangi tersebar luasnya tilit purba di daerah lintang rendah masih belum diketahui. Walau demikian, jelas sudah bahwa sejak dulu bumi ini dikenai oleh glasiasi. Fakta bahwa glasiasi seperti itu memiliki penyebaran luas menimbulkan harapan bahwa peristiwa-peristiwa seperti itu dapat digunakan untuk mengkorelasikan strata Prakambrium yang tidak mengandung fosil atau sebagai salah satu alternatif dari berbagai metoda korelasi yang dikenal dewasa ini.

6.8.3 Tiloid: Batulumpur Kerikilan yang Tidak Berasosiasi dengan Gletser

Tidak setiap endapan khaotik yang disusun oleh bongkah-bongkah besar yang tertanam dalam matriks lempungan merupakan til. Setiap ahli geologi hendaknya berhati-hati dalam membedakan til yang sebenarnya dengan tiloid (*tilloid*), yakni endapan yang mirip dengan til. Banyak aliran lumpur (*mudflow*), longsoran, dan *solifluction deposits* serta sebagian tuf dan breksi vulkanik sangat mirip kenampakannya dengan til. Perbedaan antara tilit dengan tiloid seringkali sukar dilakukan serta dapat membawa para ahli untuk sampai pada pendapat yang berbeda mengenai endapan tertentu serta menimbulkan kontroversi yang cukup hangat. Pembahasan yang baik mengenai masalah tersebut serta ikhtisar yang menyajikan sejumlah kriteria yang sangat bermanfaat untuk mengenal til dan tiloid disajikan oleh Schermerhorn & Stanton (1963, terutama tabel 2), Crowell (1957), serta Harland dkk (1966).

6.8.3.1 Definisi

Sebagaimana telah dikemukakan di atas, istilah diamiktit atau parakonglomerat digunakan untuk menamakan batuan yang fenoklasnya tertanam dalam matriks yang sangat halus. Til (dan tilit) merupakan diamiktit yang terbentuk akibat aksi es, sedangkan tiloid adalah diamiktit yang terbentuk akibat proses-proses lain. Ackermann (1951) menamakan endapan yang disebut terakhir ini sebagai *Geröllton*.

6.8.3.2 Tekstur, Struktur, dan Komposisi Tiloid

Karena merupakan produk beberapa proses yang berbeda-beda, maka tiloid memperlihatkan tekstur, struktur, geometri, dan dimensi yang beragam serta berasosiasi dengan endapan yang juga beragam.

Tiloid yang relatif besar, memiliki penyebaran yang relatif luas, dan memiliki kenampakan yang lebih mengesankan (dan mungkin juga paling sering ditemukan di alam) adalah tiloid yang dihasilkan oleh aliran gravitasi subakuatis. Tiloid daratan yang berkaitan dengan longsoran, *solifluction*, dsb memiliki penyebaran yang terbatas dan, karena merupakan

endapan terestrial, rentan terhadap erosi sedemikian rupa sehingga kemungkinan besar tidak akan terawetkan. Dengan pengecualian untuk para ahli geologi Kuartar, endapan tersebut tidak terlalu penting artinya. Di lain pihak, endapan aliran massa subakuatis sering ditemukan dan memiliki penyebaran yang luas. Banyak diantara endapan yang disebut terakhir ini pernah disalahtafsirkan sebagai endapan glasial.

Batulumpur konglomeratan non-glasial atau tiloid sangat bervariasi, mulai dari kumpulan material kasar yang bersifat khaotik dan tertanam dalam matriks batulumpur hingga batulumpur yang di beberapa bagian mengandung partikel kerakal secara tidak merata. Matriks mungkin merupakan material dominan dalam tiloid, namun mungkin pula merupakan material penyusun yang tidak terlalu banyak. Banyak batulumpur kerikilan yang dicandra oleh Crowell (1957) mengandung matriks 80%, sedangkan proporsi kecur yang tersebar secara tidak merata didalamnya hanya sekitar 20%. Kecur terbesar yang ada dalam batulumpur itu berukuran bongkah.

Pengamatan yang seksama menunjukkan bahwa banyak lapisan bongkah, sebagian diantaranya memiliki ketebalan hingga 50 m atau lebih, merupakan endapan khaotik yang tidak berstruktur. Walau demikian, pada kasus lain, masih terlihat adanya gejala perlapisan yang samar (*vestigial bedding*). Satu ciri yang penting dari endapan itu adalah adanya bongkah batupasir dan serpih yang berukuran relatif besar, terkontorsi, dan komposisinya mirip dengan batupasir dan serpih yang terletak di bawah endapan batulumpur konglomeratan. Batupasir dan serpih itu memperlihatkan perlapisan yang terpilin dan mirip dengan kail. Gejala seperti itu dinamakan "*slump overfold*" oleh Crowell (1957). Kerikil yang lebih resisten seringkali terdorong masuk ke dalam bongkah batupasir dan batulumpur. Hal itu mengindikasikan bahwa batupasir dan batulumpur itu masih lunak ketika masuk ke dalam massa endapan yang kemudian dinamakan batulumpur konglomeratan. Selain mengandung "intraklas" yang terkontorsi, batulumpur kerikilan juga mengandung banyak kerakal dan bongkah asing. Hal itu ditafsirkan bahwa aliran yang menghasilkan batulumpur konglomeratan pernah mengalir melalui massa gravel polimik dan kemudian mengambil sebagian komponen gravel tersebut. Dengan demikian, batulumpur konglomeratan itu

dapat mengandung senoklas (*xenoclast*) yang komposisinya bisa bermacam-macam, termasuk granit.

6.8.3.3 Asosiasi Stratigrafi

Tiloid yang terbentuk akibat aliran lumpur subakuatis berasosiasi dengan sedimen bahari, umumnya batupasir turbidit laut-dalam dan serpih. Tiloid muncul sebagai lapisan yang relatif tebal maupun tipis serta sebagai lensa yang menyisip diantara endapan-endapan tersebut. Walau demikian, asosiasi tersebut biasanya tidak mengandung argilit berstratifikasi halus yang mengandung *rafted block* yang khas untuk endapan glasial.

6.8.3.4 Penyebaran dalam Ruang dan Waktu

Pemerian yang sangat baik untuk batulumpur kerikil purba yang tidak terbentuk akibat glasial disajikan oleh Crowell (1957), Schermerhorn & Stanton (1963), McBride (1966), serta Dott (1961).

Batulumpur bahari masif yang mengandung kerikil secara tidak merata ditemukan pada beberapa tempat di California, khususnya dalam endapan Jura Atas dan Kapur Bawah. Endapan-endapan tersebut telah dicandra dan dilukiskan dalam makalah klasik tentang batulumpur kerikil yang disusun oleh Crowell (1957). Apa yang disebut sebagai Squantum "Tillite" di Boston Bay merupakan contoh lain yang sangat baik dari batulumpur kerikil. Dahulu, endapan tersebut dianggap sebagai endapan glasial (Sayles, 1914), namun kemudian ditafsirkan ulang oleh Dott (1961) sebagai endapan aliran lumpur subakuatis. Squantum beds mengandung beberapa lapisan batulumpur konglomeratan, sebagian diantaranya memiliki ketebalan 10 m atau lebih, mengandung batulumpur 50% atau lebih, serta mengandung intraklas argilit berlapis yang menyudut atau melengkung. Endapan lain yang berasosiasi dengan batulumpur konglomeratan itu antara lain berupa gravel yang memperlihatkan *graded bedding* serta *graywacke*.

Endapan bongkah dari Haymond Formation (Karbon Bawah) di daerah Marathon, Texas, juga sangat terkenal. Bongkah-bongkah dengan diameter lebih dari 30,5 m pernah ditemukan dalam endapan tersebut. Batulumpur bongkah itu pernah menjadi suatu teka-teki (King, 1958). Endapan itu ditafsirkan oleh Baker (1932) sebagai endapan glasial. Penelitian ulang terhadap endapan yang sama oleh McBride (1966) mengindikasikan bahwa endapan tersebut sebenarnya merupakan produk nendatan, aliran lumpur, dan arus turbid. Bongkah-bongkah berukuran besar dianggap terlalu besar untuk dapat diangkut oleh arus turbid. Bongkah-bongkah tersebut ditafsirkan sebagai keratan batuan yang berasal dari gawir sesar sungkup yang ada di bawahlaut (King, 1958).

Endapan Eokambium di West Congo geosyncline mengandung batulumpur kerikilan yang tersebar luas. Dahulu, endapan itu ditafsirkan sebagai endapan glasial. Sekarang, endapan itu ditafsirkan sebagai produk aliran lumpur dan arus turbid bawahlaut (Schermerhorn & Stanton, 1963).

Tiloid lain pernah dilaporkan oleh para ahli, namun hanya sebagian kecil diantaranya saja yang pernah dipelajari secara mendetil. Endapan yang kemungkinan besar merupakan endapan aliran lumpur subakuatis adalah Cow Head Breccia di Newfoundland (Kindle & Whittington, 1958), Wasatch "Tillite" (Condie, 1967), Levis Conglomerate di Quebec (Osbourne, 1956), Gunnison "Tillite" yang berumur Tersier dan tersingkap di Colorado (Van Houten, 1957), serta batulumpur kerikilan dan batu-lumpur bongkah yang berumur Jura atau Kapur di Cape Blance, Oregon (Dott, 1961). Konglomerat karbonat endapan "aliran rombakan" pernah dilaporkan oleh Cook dkk (1972).

6.8.3.5 Asal-Usul Tiloid

Sebagian besar tiloid yang memiliki penyebaran luas merupakan produk pergerakan gravitasi subakuatis. Sebagian tiloid yang penyebarannya relatif terbatas kemungkinan merupakan endapan terestrial. Sebagaimana dikemukakan oleh Dott (1963), ada beberapa tipe pergerakan gravitasi subakuatis: (1) longsoran atau nendatan subakuatis; (2) aliran massa plastis subakuatis; dan (3) aliran fluida kental. Longsoran, nendatan, dan aliran

massa plastis menyebabkan terbentuknya tiloid, sedangkan aliran fluida kental akan menghasilkan arus turbid. Dalam longsoran, nendatan, dan aliran massa plastis, sebagian stratifikasi akan terawetkan, meskipun sebagian besar diantaranya terdistorsi. Jika terjadi peningkatan kecepatan dan turbulensi yang berarti, maka massa batuan itu akan kehilangan kohesivitasnya, material penyusunnya akan masuk ke dalam suspensi dan akhirnya mengalir sebagai arus turbid. Sebagian besar batulumpur kerikilan yang tidak terpilah dan merupakan endapan subakuatis merepresentasikan aliran yang melewati limit-limit cair—persentase kritis dari air pori, di atas mana material tidak lagi berlaku sebagai zat padat plastis, melainkan sebagai fluida kental. Tiloid relatif jarang ditemukan dalam rekaman geologi karena, setelah limit cairnya terlampaui, viskositasnya hilang dengan cepat. Jadi, jika aliran plastis terlampaui, maka pembentukan arus turbid tidak terhindarkan lagi dan menyebabkan terjadinya pemilahan dan *grading* pada kecur.

Hancurnya massa zat padat plastis dan munculnya aliran gravitasi subakuatis dapat terjadi karena kondisi kelebihan beban (*overloading*), karena posisinya pada lereng yang terlalu curam (*oversteeping*), gempa bumi, serta tekanan hidrolik yang disebabkan oleh pasut, rembasan (*seepage*), atau badai.

Nendatan subakuatis dan aliran lumpur subakuatis (*subaqueous mud stream*) pernah dilaporkan terjadi di Danau Zug, Swiss, serta beberapa fjord di Norwegia (Ackermann, 1951). Sayangnya, karakter dan struktur endapannya tidak banyak diketahui. Nendatan dan aliran lumpur pada fjord di Norwegia bergerak hingga jarak yang cukup jauh. Jauhnya dan kuatnya aliran Grand Banks (Heezen & Ewing, 1952) memperjelas gagasan bahwa agen-agen itu mampu menghasilkan batulumpur konglomeratan (tiloid). Keberadaan endapan seperti itu, yang dalam beberapa kasus berselingan dengan batuan berbutir halus yang mengandung foraminifera laut-dalam, sebagaimana yang ditemukan di Santa Paula Creek (Crowell, 1957), menunjang tafsiran tersebut di atas.

Sebagian konglomerat, karena sebenarnya kurang tepat untuk disebut batulumpur konglomeratan, juga ditafsirkan terbentuk akibat nendatan subakuatis dan arus turbid. Endapan tersebut tidak terlalu berbeda dari gravel terestrial yang terpilah buruk dan tidak

matang, misalnya fanglomerat. Walau demikian, asosiasi endapan tersebut dan hal lain mengindikasikan bahwa proses pengangkutan dan pengendapannya terjadi secara luar biasa. Konglomerat itu berselingan dengan serpih laut, umumnya memperlihatkan *grading*, serta berasosiasi dengan pasir yang tidak berlapisan silang-siur atau yang mengandung bukti-bukti pengendapan pada perairan dangkal. Konglomerat seperti itu banyak ditemukan dalam endapan Kapur Atas di San Joaquin Valley, California (Briggs, 1953), dalam endapan Plistosen di Ventura Basin, dimana endapan itu diyakini terakumulasi dalam kolom air yang dalamnya tidak kurang dari 1220-1525 m (Natland & Kuenen, 1951), serta dalam Cerro Torro Formation (Kapur) di Patagonian Andes (Scott, 1966). Konglomerat Kapur di Wheeler Gorge, California, dan konglomerat Arkean di Danau Minnitaki, Ontario, kemungkinan juga merupakan endapan yang asal-usulnya mirip dengan konglomerat tersebut di atas.

6.9 DIAGENESIS KONGLOMERAT

Konglomerat, sebagaimana semua batuan sedimen, mengalami perubahan setelah diendapkan. Perubahan yang paling dramatis adalah litifikasi atau pengompakan (*induration*) yang biasanya terjadi sejalan dengan masuknya semen yang mengikat partikel penyusun konglomerat. Sementasi gravel biasa tidak jauh berbeda dengan sementasi pasir (penjelasan yang lebih mendalam mengenai semen dapat dilihat pada Bab 7). Adalah suatu hal yang sangat menarik untuk dicatat bahwa dalam sebagian gravel yang tersemenkan secara lemah oleh karbonat, proses sementasi dimulai pada sisi bawah kerikil atau kerakal. Jika kerikil atau kerakal itu dicungkil, maka pada tempat yang ditinggalkan oleh kerikil atau kerakal itu akan ditemukan suatu selimut karbonat tipis yang menyelimuti butiran-butiran pasir.

Gravel kemas terbuka tersemenkan oleh *drusy crystalline cement*, umumnya berupa *dogtooth spar*. Pada beberapa gravel, karbonat membentuk kerak berlapis pada kerikil. Hubungan seperti itu terutama khas ditemukan dalam gravel yang tersemenkan oleh

caliche. Gravel kemas terbuka tidak jarang mengandung selimut lumpur pada kerikil penyusunnya (Cary, 1951). Penyelimutan itu dapat menyebabkan menurunnya permeabilitas gravel.

Batulumpur konglomeratan menjadi terlitifikasi bukan akibat masuknya semen, melainkan akibat rekristalisasi diagenetik atau rekristalisasi metamorfisme derajat rendah pada lumpur serta konversi material tersebut menjadi argilit padat (pembahasan yang lebih mendetil mengenai alterasi ini akan disajikan pada sub bab 8.6).

Perubahan-perubahan diagenetik lain dalam konglomerat melibatkan larutan intrastrata. Larutan itu terkonsentrasi pada kontak antar kerikil. Pada banyak kasus, khususnya dalam konglomerat batugamping, ada interpenetrasi timbal-balik stilolitik antar kerikil (Bastin, 1940). Batas-batas stilolitik seperti itu juga diketahui ada dalam konglomerat kuarsa, terutama konglomerat yang disusun oleh kerikil jaspis dan rijang. Pada waktu terjadinya pelarutan pada kontak antar kerikil, terbentuk lekukan, ke dalam lekukan mana kerikil yang kurang mudah larut akan menembus kerikil lain yang lebih mudah larut (Kuenen, 1942).

Tekanan-tekanan mekanis menyebabkan terjadinya deformasi kerikil, meskipun konglomerat itu sendiri yang tidak ter-deformasi. Sebagian kerikil, bahkan kerikil yang berupa kuarsa atau kuarsit, memperlihatkan retakan atau sesar mikro. Sesar mikro itu tampak sebagai pergeseran kecil berbentuk tangga pada permukaan kerikil. Sesar mikro dan retakan itu biasanya merupakan struktur terbuka sedemikian rupa sehingga kerikil itu masih tetap merupakan benda koheren.

6.10 KONGLOMERAT INTRAFORMASIONAL

Konglomerat atau breksi intraformasional adalah rudit yang terbentuk oleh fragmentasi formasi tua yang berlangsung pada waktu yang lebih kurang bersamaan dengan pengendapan-ulang formasi tersebut (Walcott, 1894; Field, 1916). Fragmentasi dan pengendapan-ulang seperti itu hanya merupakan sebuah episode singkat dalam pengendapan formasi dan dalam beberapa kasus semuanya berlangsung di bawah kolom

air. *Debris* selalu memiliki asal-usul yang sangat lokal, mengalami sangat sedikit pengangkutan (bahkan mungkin tidak mengalami pengangkutan sama sekali), dan hanya sedikit terusakkan. Meskipun banyak breksi, misalnya *reef talus breccia*, dapat dianggap sebagai endapan intraformational, namun breksi itu tidak dinamakan *intraformational breccia*. *Intraformational breccia* umumnya terbatas pada satu satuan sedimentasi, biasanya suatu lapisan tipis yang tebalnya beberapa centimeter hingga sekitar 1 meter. *Intraformational breccia* dapat memiliki penyebaran yang relatif luas serta dapat ditelusuri keberadaannya sepanjang beberapa kilometer atau lebih, namun kebanyakan diantaranya mungkin memiliki penyebaran yang sangat terbatas.

Istilah intraklas (*intraclast*) diperkenalkan oleh Folk (1959, h. 4) untuk menamakan "fragmen-fragmen seumur, biasanya sedimen karbonat yang terkonsolidasi lemah serta telah tererosi dari bagian-bagian dasar laut yang relatif berdekatan dengan tempat pengendapannya, kemudian diendapkan kembali sebagai suatu sedimen baru." Meskipun umumnya diterapkan pada sedimen bahari karbonatan, namun fragmen serpih dalam batupasir juga pantas untuk disebut intraklas. Dengan demikian, seseorang dapat mengatakan bahwa kerikil dalam konglomerat intraformasional, apapun komposisi dan asal-usulnya, merupakan intraklas.

Intraklas merupakan produk dari beberapa proses yang berbeda. Sebagian besar intraklas terbentuk akibat pendangkalan dan kadang-kadang penyingkapan, kemudian diikuti oleh pembentukan lekang kerut. Penutupan kembali material yang telah terlejang-kerutkan itu oleh massa air menyebabkan terganggunya fragmen yang merupakan pecahan hasil lekang kerut, kemudian sedikit tergeserkan dan diendapkan bersama-sama sebagai suatu lapisan *flat pebble conglomerate* yang tipis. Pada beberapa kasus, fragmentasi dinisbahkan pada longsor atau nendatan (Potter, 1957). Penyebaran zona breksiasi dapat ditelusuri hingga sampai pada strata yang terlipat tajam dan terkontorsi kuat. *Desiccation conglomerate*, di lain pihak, tidak memperlihatkan hubungan seperti itu dengan deformasi seumur. Sebagai gantinya, *desiccation conglomerate* berasosiasi dengan zona lekang kerut dan gejala-gejala pesisir lainnya.

Ada dua tipe *intraformational conglomerate* yang paling sering ditemukan. Pertama, konglomerat dalam batugamping dan dolomit, khususnya konglomerat dan dolomit pasir dan oolitik. Fragmen atau intraklas dari konglomerat atau breksi itu umumnya merupakan potongan batugamping (atau dolomit) berukuran kecil serta terkungkung dalam matriks batugamping, batugamping pasir, dolomit, atau dolomit pasir. Breksi yang dinamakan sebagai rudit intraklastik (*intraclastic rudite*) oleh Folk (1959) itu mengandung kerikil berbentuk cakram pipih dan membundar baik yang terbentuk akibat erosi sedimen karbonat yang belum terkonsolidasi sepenuhnya. Fragmen-fragmen itu dapat merupakan setiap jenis batugamping atau dolomit, namun menurut pengalaman Pettijohn, fragmen-fragmen itu umumnya berbutir halus dan mikritik. Dalam konglomerat kasar, fragmen tertanam dalam matriks pasir karbonat, umumnya oolitik, dan umumnya mengandung partikel kuarsa yang membundar. Konglomerat seperti itu mungkin merupakan produk lekang kerut dan indurasi lumpur gamping, namun dapat pula merupakan produk fragmentasi subakuatis dan pengangkutan oleh arus turbid. Konglomerat yang paling sering ditemukan adalah konglomerat yang merupakan produk lekang kerut dan indurasi. Konglomerat itu biasanya berasosiasi dengan lapisan lekang kerut dan gejala pesisir lain, terutama stromatolit, serta cenderung memiliki matriks pasir. Konglomerat yang merupakan produk fragmentasi subakuatis dan pengangkutan oleh arus turbid tidak memiliki kaitan apapun dengan pesisir; konglomerat itu memiliki matriks lumpur dan berasosiasi dengan *graded bed* atau gejala arus turbid lainnya. Kerikil pipih dalam beberapa konglomerat batugamping berdiri pada sisi paling pendek dan terbandelakan untuk membentuk apa yang disebut sebagai *edgewise conglomerate*. Struktur seperti itu jelas muncul karena kerikil penyusun konglomerat itu bentuknya memanjang dan karena terjadinya agitasi yang relatif kuat oleh gelombang dan arus.

Tipe konglomerat *intraformational* yang sering ditemukan adalah *shale pebble conglomerate* atau *shale pebble breccia*. Dalam konglomerat atau breksi ini, intraklasnya berupa fragmen serpih yang tipis dan berbentuk batang serta tertanam dalam matriks pasir. *Flat-pebble conglomerate* seperti itu sering ditemukan dalam endapan yang

disusun oleh perselingan lapisan serpih dan batupasir. *Shale-pebble conglomerate* umumnya ditemukan di bagian dasar lapisan pasiran. Fragmen-fragmen itu sendiri dapat berupa lemping atau potongan serpih yang jumlahnya tidak terlalu banyak dan tersebar, atau jumlahnya relatif banyak, memiliki panjang beberapa centimeter, dan tersebar secara terbatas pada 5 atau 10 cm terbawah dari lapisan batupasir. Jika muncul dalam paket *redbed*, sebagaimana yang sering terjadi, maka fragmen-fragmen itu mungkin merupakan *desiccation fragment*. Jika ditemukan dalam paket perselingan *graywacke*-serpih, maka fragmen-fragmen itu kemungkinan merupakan produk fragmentasi subakuatis ("*rip-up clasts*" yang dihasilkan oleh arus turbid).

Intraformational conglomerate kadang-kadang dapat tertukar dengan breksi lipatan (*fold breccia*) yang terbentuk akibat tektonik atau dengan *interformational conglomerate* yang sebagian besar atau seluruhnya disusun oleh fragmen batugamping.

Pendeknya, dapat dikatakan bahwa *intraformational conglomerate*, meskipun sering ditemukan, bukan merupakan indikator penghentian sedimentasi yang besar. Batuan itu dicirikan oleh ketipisannya, disusun oleh kerikil pipih yang memperlihatkan *edgewise arrangement*, memiliki intraklas yang komposisinya terbatas (hanya serpih atau batugamping), berasosiasi dengan lapisan lekang kerut atau dengan lipatan subakuatis dan *graded bed*. *Intraformational conglomerate* yang terbentuk akibat nendatan subakuatis dan arus turbid sangat penting karena, meskipun sangat tipis, endapan itu dapat memiliki penyebaran yang luas serta dapat berperan sebagai penunjuk waktu (*time marker*) yang sangat baik. Perlu diketahui bahwa peristiwa yang menghasilkan breksi seperti itu hanya berlangsung beberapa jam saja.

Berikut akan dikemukakan beberapa contoh *intraformational conglomerate* dan *intraformational breccia* yang ditemukan dalam rekaman batuan. Konglomerat dan breksi itu ditemukan dalam batugamping dan dolomit Paleozoikum paling bawah di daerah Appalachia. Gejala lekang kerut dan *flat-pebble limestone conglomerate* yang dikenal luas ditemukan di Bellefonte, Pennsylvania (Walcott, 1894). Konglomerat dengan karakter dan asal-usul yang mirip ditemukan dalam Conococheague (Kambrium Atas) di Maryland. Pada

bagian puncak Gros Ventre dan di bawah bagian dasar Formasi Gallitan (Kambrium), bagian tengah Wyoming, kita dapat menemukan contoh yang sangat baik dari *flat-pebble conglomerate*. *Flat-pebble conglomerate* dari Muav Limestone (Kambrium) di daerah Grand Canyon membentuk suatu lapisan tipis yang dapat ditelusuri keberadaannya sejauh 97 km pada arah yang lebih kurang tegak lurus terhadap garis pantai purba (McKee, 1945). Endapan yang disebut terakhir ini ditafsirkan sebagai produk fragmentasi subakuatis, bukan produk fragmentasi terestrial.

Batupasir yang mengandung kecur serpih banyak ditemukan dalam rekaman batuan, terutama dalam paket endapan menghalus ke atas yang terbentuk pada lingkungan sungai. Kerikil serpih merah ditemukan dalam batupasir Juniata (Ordovisium) di bagian tengah Pennsylvania, dalam batupasir Catskill (Devon), dan dalam batupasir Mauch Chunk (Karbon Bawah) di bagian tengah Pennsylvania. Semua endapan itu merupakan fasies fluvial.

"Breksi sabak" ("*slate breccia*") Prakambrium yang tipis namun memiliki penyebaran luas dan berperan sebagai lapisan penunjuk di daerah Iron River-Crystal Fall, Michigan, disusun oleh fragmen-fragmen sabak yang kecil dan tersebar secara tidak merata serta tertanam dalam matriks batulumpur piritik yang padat. Di banyak tempat, breksi sabak itu memiliki ketebalan kurang dari 3 meter. Breksi sabak itu ditafsirkan sebagai endapan arus turbid atau endapan nendatan subakuatis yang bersifat katastrofis (James dkk, 1968).

6.11 BREKSI

"Breksi" ("*breccia*") merupakan sebuah istilah generik dan diterapkan pada berbagai jenis batuan yang disusun oleh fragmen-fragmen menyudut. Modus agregasi bukan merupakan faktor yang membatasi pemakaian istilah breksi pada suatu batuan. Walau demikian, sebuah kata atau frasa dapat ditambahkan pada kata "breksi" untuk menyatakan modus agregasinya. Istilah breksi terasa bermanfaat karena definisinya yang longgar. Adanya definisi yang demikian longgar merupakan salah satu ciri dari ilmu yang belum matang. Breksi merupakan sebuah istilah yang sarat beban sedemikian rupa sehingga akhirnya justru tidak informatif. Secara umum, istilah breksi telah digunakan dalam pengertian yang

kurang cermat. Istilah itu telah menjadi "keranjang sampah" dan digunakan untuk menamakan batuan yang asal-usulnya beragam. Penggolongan breksi telah dikaji oleh Norton (1917) dan Reynolds (1928).

Dalam buku ini kita akan membedakan breksi non-sedimenter, yakni rudit yang disusun oleh komponen menyudut yang terbentuk oleh proses-proses pasca pengendapan, dengan *syndimentary breccia*, yakni batuan yang disusun oleh fragmen-fragmen yang berkaitan dan seumur dengan proses sedimentasi. Kita akan menggunakan istilah *sharpstone conglomerate* untuk menamakan batuan yang disebut terakhir, sedangkan istilah breksi hanya akan diterapkan pada breksi non-sedimenter.

Breksi non-sedimenter (breksi dalam pengertian terbatas) merupakan kelompok batuan yang asal-usul dan bentuknya sangat beragam. Berdasarkan asal-usulnya, breksi dapat dibedakan menjadi tiga kategori utama: (1) breksi kataklastik (*cataclastic breccia*); (2) breksi piroklastik (*pyroclastic breccia*); dan (3) breksi tumbukan (*impact breccia*). Breksi kataklastik, atau breksi autoklastik, adalah breksi yang proses fragmentasinya disebabkan oleh pergerakan suatu massa batuan terhadap massa batuan lain. *Stress* yang terlibat dalam pembentukan breksi kataklastik dapat berupa *gravitational stress* maupun *tectonic stress*. Dalam banyak kasus, pergerakan material itu relatif terbatas, dengan sedikit komponen pergerakan lateral, bahkan mungkin tidak ada pergerakan lateral sama sekali. Breksi piroklastik adalah breksi yang terbentuk oleh vulkanisme eksplosif. Breksi tumbukan (yang disebut juga *fallback breccia*) merupakan produk tumbukan meteor dan *shattering*.

6.11.1 Breksi Kataklastik

Dalam batuan kataklastik (atau apa yang disebut sebagai batuan autoklastik oleh Grabau, 1904), fragmentasi terjadi akibat pergerakan massa batuan berukuran besar terhadap massa batuan lain. Material yang terletak diantara dua massa batuan itu tergerus. Pergerakan yang terjadi pada suatu bidang sesar dapat menyebabkan terbentuknya breksi sesar (*fault breccia*) dan *fault gouge*. Jika sesarnya merupakan *overthrust sheet*, maka endapan yang dihasilkannya akan berupa suatu selimut tipis yang terletak di bagian bawah

overthrust itu. Sebagaimana til yang terletak di bawah *ice sheet*, endapan itu dapat dianggap sebagai suatu morena (*moraine*), meskipun sudah barang tentu bukan morena glasial (*glacial moraine*), melainkan morena tektonik (*tectonic moraine*).

Breksi yang biasa dianggap termasuk ke dalam kategori breksi kataklastik adalah breksi lipatan (*fold breccia*), breksi sesar (*fault breccia*), dan konglomerat gerusan (*crush conglomerate*). Breksi sesar dicirikan oleh hubungan yang saling memotong antar komponen penyusunnya serta oleh kehadiran *fault gouge*. Bongkah-bongkah yang menghitam dan mengandung *slicken side* serta material serpihan yang mengandung ciri-ciri yang sama membuktikan terjadinya *shearing* yang biasanya berperan sebagai penciri endapan ini. Morena atau bongkah tektonik serta material sejenis yang ada di bagian dasar suatu massa *overthrust* lebih mudah tertukar dengan endapan rudit biasa apabila memiliki hubungan konkordan secara lokal terhadap strata lain yang berasosiasi dengannya.

Apa yang lebih sering ditemukan adalah breksi lipatan yang terbentuk akibat perlipatan tajam (*sharp folding*) lapisan-lapisan getas dan tipis yang terletak diantara lapisan-lapisan plastis yang inkompeten. Perselingan rijang dan serpih kemungkinan besar akan menghasilkan breksi lipatan ketika terlipat tajam. Breksi lipatan memiliki penyebaran yang terbatas, yakni hanya pada strata yang terlipat tajam, serta kemungkinan besar akan menerus pada lapisan-lapisan yang utuh.

Konglomerat gerus dihasilkan oleh deformasi batuan getas yang terkekarkan secara rapat. Rotasi bongkah yang terkekarkan, serta granulasi (*granulation*) dan penggerusan (*crushing*), dapat menghasilkan batuan yang mirip dengan konglomerat biasa. Fragmen berbentuk jajaran genjang, kemiripan komposisi fragmen dan matriks, serta keterbatasan komposisi fragmen dan matriks (umumnya pada satu tipe batuan yang sama) merupakan ciri khas dari batuan ini. Konglomerat gerus kemungkinan besar tertukar dengan konglomerat alas yang telah mengalami rekomposisi dan terdeformasi setelah diendapkan.

6.11.2 Breksi Longsoran dan Breksi Nendatan

Sebagian breksi terbentuk akibat gerakan tanah yang dipicu oleh *gravitational stress* sederhana. Breksi longsoran (*landslide breccia*) dan breksi nendatan (*slump breccia*) itu sebagian terbentuk di daratan dan sebagian lain terbentuk di bawah kolom air. Breksi itu umumnya memiliki penyebaran yang sangat terbatas dan secara kuantitatif tidak terlalu penting. Nendatan subakuatis menghasilkan *slump fold* dan breksi nendatan. Hal ini telah dibahas pada Bab 4. Nendatan dan longsoran, baik yang ada di daratan maupun di bawah kolom air, apabila mendapatkan tambahan air, dapat berubah menjadi aliran lumpur (*mudflow*). Pada lingkungan akuatis, nendatan dan longsoran yang mendapatkan tambahan air dapat berubah menjadi *mudstream* dan arus turbid. Endapan yang dihasilkannya berupa tiloid, yakni suatu spesies batulumpur konglomeratan yang telah dibahas di atas.

Longsoran berkaitan dengan lereng, struktur, dan litologi, terutama spesies mineral lempung tertentu yang ketika terbasah-kan dapat berperan sebagai pelumas yang membantu pergerakan massa tanah yang terletak di atasnya. Geologi longsoran dan fenomena lain yang berkaitan dengannya telah dibahas oleh Sharpe (1938).

Meskipun breksi longsoran merupakan endapan minor, namun keberadaannya pernah ditemukan dalam rekaman geologi, misalnya saja dalam endapan Kambrium di Grand Canyon (Sharp, 1940).

6.11.3 Breksi Runtuhan dan Breksi Larutan

Sebagian breksi berkaitan dengan pergerakan tanah akibat hilangnya material yang terletak dibawahnya karena terlarutkan. Hal itu secara khusus berkaitan dengan pelarutan lapisan garam dan longsoran strata yang menindihnya, terutama batu-gamping. Breksi seperti itu memiliki posisi yang luas dan tetap dalam stratigrafi serta umumnya digantikan oleh lapisan garam jauh di dalam bumi.

Breksi runtuhan memiliki ketebalan yang bervariasi, mulai dari beberapa centimeter hingga 10 meter atau lebih. Breksi runtuhan terdiri dari fragmen-fragmen menyudut yang umumnya berbentuk tabuler serta bongkah-bongkah batugamping dengan ukuran yang

bervariasi. Kontak bawah dari lapisan breksi itu tajam; kontak atasnya tidak terlalu tajam. Breksi itu umumnya memiliki matriks yang berbutir halus sedemikian rupa sehingga perbedaan antara matriks dengan fragmen menjadi jelas. Pada kasus lain, breksi itu tersemenkan oleh *coarse drusy calcite* atau oleh tufa berstruktur sarang lebah (*comb-structure tufa*). Sebagian breksi larutan mengalasi lubang-lubang yang terisi oleh sedimen halus. Kriteria untuk membedakan breksi larutan (*solution breccia*) dari breksi batugamping (*limestone breccia*) atau breksi yang asal-usulnya berbeda telah disajikan oleh Blount & Moore (1969).

Breksi larutan pernah ditemukan dalam endapan Karbon Awal di baratdaya Montana (Middleton, 1961), dalam Kelompok Windsor (Karbon Awal) di Nova Scotia (Clifton, 1967), dalam Upper Glen Rose (Kapur) di bagian tengah Texas, dalam St. Louis Limestone (Karbon Awal) di dekat Alton, Illinois (Morse, 1916), serta dalam batugamping Silur di daerah Mackinac, Michigan (Landes & Ehlers, 1945).

Pelarutan batugamping yang terletak di bawah batupasir dan serpih menyebabkan terbentuknya struktur cekungan (*basinal structure*), suatu kategori struktur *sinkhole* yang berperan sebagai tempat pengendapan strata yang terletak di atasnya. Pergerakan ke bawah, ke dalam lekukan yang sedang tumbuh, menyebabkan terjadinya deformasi, breksiasi, dan pembentukan *slicken side*. Lekukan-lekukan yang terisi itu, sebagian diantaranya memiliki lebar dan kedalaman puluhan meter, pernah ditemukan di bagian utara Illinois (Bretz, 1940) dan Missouri (Bretz, 1950).

6.11.4 Breksi Piroklastik

Endapan piroklastik berbutir kasar mencakup breksi vulkanik (*volcanic breccia*), suatu endapan yang disusun oleh bongkah-bongkah yang pernah diendapkan sebelumnya. Breksi vulkanik berbeda dari aglomerat (*agglomerate*), yakni endapan yang disusun oleh bom atau lava yang mengalami pemadatan di udara (Wentworth & Williams, 1932).

Breksi vulkanik termasuk ke dalam kategori sedimen vulkaniklastik. Karena itu, endapan tersebut akan dibahas lebih jauh pada Bab 9.

6.11.5 Breksi Tumbukan atau *Fallback Breccia*

Baru-baru ini, mungkin sebagai hasil samping dari eksplorasi bulan, para ahli geologi menunjukan perhatian mereka pada tumbukan meteor (*meteoric impact*). Meskipun beberapa kawah tumbukan (*impact crater*) yang ada di permukaan bumi telah diketahui sejak lama, namun baru-baru ini saja diketahui bahwa kawah itu berasosiasi dengan material "*fallback*" dan "*base surge*". Pada kebanyakan kasus, material itu mengisi dan berasosiasi erat dengan kawah. Penelaahan khusus diberikan pada efek-efek *shock metamorphism* (French & Short, 1968), terutama pembentukan *coesite* dan efek kejutan (*shock*) terhadap kuarsa (Chao, 1967).

Meskipun kawah tumbukan meteor dan material yang berasosiasi dengannya sangat rentan terhadap penghancuran oleh proses-proses permukaan dan, oleh karena itu, kemungkinan besar tidak terawetkan dalam rekaman batuan, namun sebagian endapan purba telah ditafsirkan sebagai produk tumbukan meteor. Salah satu contoh yang paling jelas adalah Onaping "Tuff" (Prakambrium) yang sebelumnya ditafsirkan sebagai ignimbrit (Williams, 1957). Baru-baru ini, endapan itu dianggap sebagai *fallback material* (French, 1967, 1968) yang berkaitan dengan tumbukan meteor. *Shatter cone* di bagian dasar kuarsit dan gejala lain yang dinisbahkan pada *shock metamorphism* dalam breksi itu sendiri mendukung tafsiran yang disebut terakhir itu.

6.12 KONGLOMERAT SEMU DAN BREKSI SEMU

Beberapa batuan mirip dengan konglomerat dan batuan seperti itu mungkin ditafsirkan secara keliru oleh orang-orang yang kurang berpengalaman. Bahkan, jika termetamorfosis, batuan seperti itu dapat mengecoh orang-orang yang telah ber-pengalaman.

Diabas dan batuan lain yang berkaitan dengannya dapat terlapukkan secara *in situ* untuk menghasilkan *boulder of exfoliation* yang membundar dan berukuran besar. Jika masih berada di tempat pembentukannya serta terkungkung oleh produk pelapukan yang

berukuran lempung, bongkah itu dapat memperlihatkan kenampakan luar yang mirip dengan konglomerat bongkah. Walau demikian, pengamatan yang seksama akan dapat menyingkapkan tabir yang menyesatkan itu. Di bawah *exfoliation shells* konsentris dari "bongkah" seperti itu kita akan dapat menemukan batuan yang masih segar dan keras.

Batupasir yang banyak mengandung benda konkresioner membundar juga dapat memperlihatkan kenampakan seperti konglomerat. Komposisi benda konkresioner itu, umumnya gampingan, dan fakta bahwa dalam banyak kasus laminasi dari batuan samping melewati benda konkresioner itu mengindikasikan bahwa benda itu merupakan gejala sekunder dan bukan merupakan detritus.

Sebagian batugamping juga disusun oleh "bola ganggang" ("*algal ball*"), yakni onkolit berukuran kerikil dan berstruktur konsentris. Benda itu mirip dengan kerikil yang membundar baik. Sebagian diantaranya memang terbentuk di sekeliling kerikil. Berbeda dengan konkresi, bola ganggang merupakan komponen primer dari batuan. Bahwa benda itu bukan merupakan detritus dapat dengan mudah dideteksi ketika benda itu dipecahkan dan bagian dalamnya memperlihatkan struktur pertumbuhan (*growth structure*).

Sebagaimana telah dikemukakan pada bagian sebelumnya, *shearing* pada batuan getas yang terkekarkan secara ketat dapat menyebabkan terjadinya pembundaran pada bongkah-bongkah yang terkekarkan dan menghasilkan matriks yang mirip dengan *fault gouge* dan "konglomerat tektonik" ("*tectonic conglomerate*") yang dapat dengan mudah untuk tertukar dengan konglomerat sedimenter.

Proses-proses diagenetik tertentu dapat menghasilkan breksi semu (*pseudobreccia*) dalam batugamping tertentu. Hal itu telah dijelaskan oleh Bathurst (1959), Royer (1938), dan Wallace (1913).

BAB 7

PASIR DAN BATUPASIR

7.1 TINJAUAN UMUM

Batupasir (*sandstone*) merupakan suatu kategori batuan sedimen yang penting. Batupasir membentuk sekitar $\frac{1}{4}$ volume batuan sedimen, belum termasuk pasir karbonat (*carbonate sand*) dan pasir vulkanik (*volcanic sand*). Selain volumenya, pasir dan batupasir juga memiliki kebenaran tersendiri karena sebagian pasir dan batupasir merupakan sumberdaya ekonomi: (1) sebagai material abrasif; (2) sebagai bahan dasar dalam industri kimia, gelas, dan metalurgi; (3) sebagai bahan bangunan, baik sebagai batu yang langsung digunakan dalam pembangunan maupun sebagai bahan campuran tembok dan beton; (4) sebagai *molding sand*, *paper filler*, dsb. Pasir juga merupakan reservoir yang penting untuk minyak bumi, gas bumi, dan air tanah. Sebagian pasir piaser merupakan sumber mineral bijih dan batu mulia. Erosi dan pengendapan pasir memegang peranan penting dalam dunia rekayasa di wilayah pantai, sungai, dan gumuk.

Batupasir relatif lebih banyak memberikan sumbangan pengetahuan mengenai sejarah bumi dibanding jenis-jenis batuan lain. Komposisinya menjadi petunjuk provenansi, struktur terarah yang ada didalamnya banyak memberikan informasi mengenai arus purba, sedangkan geometri dan struktur internalnya memberikan informasi penting mengenai lingkungan pengendapan.

Pasir dapat digolongkan menjadi tiga kategori utama: (1) pasir terigen (*terrigenous sand*); (2) pasir karbonat (*carbonate sand*); dan (3) pasir piroklastik (*pyroclastic sand*).

Pasir terigen adalah pasir yang terbentuk akibat pelapukan dan penghancuran batuan tua. Pasir itu diangkut, dipilah, dan diubah oleh aliran fluida (air atau udara) serta berasal dari daerah sumber yang terletak di luar cekungan pengendapannya.

Sebagian besar pasir karbonat merupakan endapan bahari dan terutama disusun oleh rangka binatang, oolit, serta intraklas yang terbentuk pada tempat yang relatif berdekatan

dengan lokasi pengendapannya (partikel intraformasional). Material penyusun pasir karbonat terbentuk dalam cekungan pengendapan serta bukan merupakan material rombakan yang merupakan produk penghancuran batuan tua. Salah satu pengecualian untuk itu adalah partikel-partikel karbonat yang terbentuk akibat erosi yang sangat cepat pada paket batugamping dalam suatu sabuk orogen. Pasir karbonat yang disusun oleh partikel-partikel yang disebut terakhir ini pada dasarnya merupakan pasir terigen yang berasal dari batugamping dan dolomit tua.

Pasir piroklastik adalah pasir yang terbentuk akibat letusan gunungapi. Pasir piroklastik dapat diendapkan dalam lingkungan yang beragam, baik lingkungan terestris maupun lingkungan akuatis. Istilah vulkaniklastik (*volcaniclastic*) juga diterapkan pada sebagian pasir, yakni pasir yang kaya akan material vulkanik. Pasir vulkaniklastik dapat berupa pasir piroklastik maupun pasir terigen (jika berasal dari *volcanic terrane*).

Tipe suatu pasir akan menjadi sukar untuk ditentukan apabila pasir itu mengandung material yang asal-usulnya beragam. Pada pasir seperti itu, material piroklastik bisa bercampur dengan material terigen dan karbonat dalam proporsi yang bervariasi.

Pada bab ini kita hanya akan membahas tentang pasir terigen. Pasir karbonat, setelah mengalami litifikasi, umumnya akan dimasukkan ke dalam kategori batugamping, meskipun batuan itu sebenarnya merupakan salah satu spesies batupasir. Batupasir karbonat akan dibahas pada Bab 10. Pasir piroklastik umumnya dianggap sebagai batuan beku. Walau demikian, pasir piroklastik juga sebenarnya layak untuk dimasukkan ke dalam kategori batuan sedimen. Karena memiliki asal-usul yang khusus, pasir piroklastik akan dibahas secara terpisah pada Bab 9.

7.2 PASIR MASA KINI

Pengetahuan kita mengenai batupasir akan meningkat apabila kita memiliki pengetahuan yang mantap mengenai pasir masa kini, khususnya mengenai cara pembentukan dan pengakumulasiannya.

Dimana pasir ditemukan pada masa sekarang? Dengan pengecualian untuk pasir karbonat dan pasir piroklastik, pasir terutama ditemukan di sungai dan pesisir. Dalam jumlah yang lebih sedikit, pasir juga ditemukan pada gumuk dan laut dangkal. Pasir aluvial mencakup pasir yang ditemukan pada kipas aluvial, alur sungai, dataran banjir, delta danau, dan delta laut. Sebagian besar pasir sungai berasosiasi dengan alur sungai, meskipun sebagian diantaranya dapat keluar dari alur dan membentuk endapan limbah banjir pada dataran banjir. Pasir pesisir tidak hanya mencakup gisik, namun juga gosong lepas pantai, delta pasut, dan (pada beberapa kasus) pasir dataran pasut. Pasir eolus mencakup gumuk pantai dan medan gumuk di gurun. Pasir laut umumnya berupa pasir paparan. Walau demikian, sebagian pasir diangkut melewati tepi paparan oleh arus turbid untuk kemudian diendapkan pada tonjolan benua serta lekukan-lekukan terisolasi yang ada di laut-dalam.

Pendeknya, tidak ada daerah geomorfologi di muka bumi ini yang tidak ditempati oleh pasir. Cekungan laut-dalam, meskipun merupakan daerah geomorfologi yang paling luas di muka bumi ini, hampir tidak mengandung pasir. Pasir dalam cekungan itu hanya berupa partikel-partikel hasil hembusan angin serta pasir turbidit tipis yang tersebar pada daerah yang relatif dekat dengan benua. Pendeknya, pasir merupakan sedimen kontinental; sebagian besar berasal dari wilayah benua dan diendapkan pada wilayah benua.

Perlu dijelaskan disini bahwa tempat-tempat akumulasi pasir yang paling umum pada masa sekarang bersifat linier (gisik dan sungai). Walau demikian, sebagian pasir purba membentuk endapan stratiform yang tersebar luas. Perbedaan antara lokasi pengendapan pasir masa kini yang umumnya bersifat linier dengan pasir purba yang memperlihatkan penyebaran yang luas mengindikasikan bahwa tubuh pasir yang memiliki penyebaran luas merupakan produk pergeseran lokasi pengendapan dari waktu ke waktu, akibat migrasi

sungai pada arah lateral, atau akibat transgresi dan regresi garis pantai. Penyebaran pasir yang demikian luas di wilayah paparan mungkin merupakan pengecualian untuk "aturan" di atas. Walau demikian, pasir paparan mungkin merupakan pasir sisa (*relict sand*); mungkin merupakan endapan fluvial yang terbentuk pada saat posisi muka air laut relatif rendah pada jaman es (Emery, 1966). Medan gumuk yang dewasa ini terlihat memiliki penyebaran demikian luas agaknya kurang terepresentasikan dalam rekaman geologi. Namun, jika Kuenen (1959a) benar dalam meyakini bahwa pembundaran pasir kuarsa merupakan hasil aksi angin, maka banyak pasir dalam rekaman geologi pernah berperan sebagai pasir eolus selama sejarah pengendapannya. Kuenen memperkirakan bahwa 2×10^6 km² gurun diperlukan untuk mencapai kebundaran rata-rata pasir yang ada di dunia ini dan jika kebundaran itu bersifat konstan. Angka itu diperlukan untuk mengkompensasikan munculnya partikel-partikel pasir yang menyudut setiap tahunnya.

Tidak semua lingkungan pengendapan pasir terepresentasikan secara seimbang dalam rekaman geologi. Dalam endapan Paleozoikum di bagian tengah Pegunungan Appalachia, dimana pasir membentuk sekitar 23% total penampang stratigrafi di daerah itu (Colton, 1970), diperkirakan bahwa setengahnya atau lebih dari setengahnya merupakan endapan sungai, sekitar 1/4 diantaranya merupakan turbidit bahari, dan sisanya merupakan endapan litoral dan laut-dangkal. Tidak satupun diantara pasir itu yang merupakan endapan eolus.

Pasir masa kini, dengan beberapa pengecualian, merupakan material yang terpilah baik hingga terpilah sedang. Selain itu, dengan pengecualian untuk pasir yang berasal dari pasir tua yang sangat matang, pasir masa kini umumnya tidak membundar. Banyak ahli telah mencoba untuk mengaitkan tekstur pasir dengan lingkungan dan/atau agen pengendapan. Sebagai contoh, banyak penelitian dilakukan untuk membedakan pasir gisik, pasir gumuk, dan pasir sungai dengan menggunakan beberapa parameter besar butir atau nisbah beberapa parameter besar butir (Friedman, 1961, 1967; Moiola & Weiser, 1968). Udden (1914) adalah orang yang pertama-tama memakai distribusi besar butir secara keseluruhan atau bagian-bagian tertentu dari distribusi itu, misalnya apa yang dia sebut sebagai "indeks pemilahan", untuk menafsirkan lingkungan pengendapan sedimen. Hasil-hasil penelitian

yang dilakukan akhir-akhir ini disarikan oleh Pettijohn dkk (1972). Secara umum, dapat disimpulkan bahwa usaha-usaha itu tidak terlalu berhasil. Metoda-metoda yang ada agaknya memang dapat memberikan hasil yang menggembirakan untuk pasir yang berasal dari daerah tertentu, namun tidak memberikan hasil apapun untuk daerah lain (Klovan & Solohub, 1968; Schlee dkk, 1964). Pada kasus umum, keberhasilan metoda tersebut sangat tergantung pada teknik-teknik analisis. Teknik-teknik itu umumnya hanya bisa diterapkan pada pasir masa kini yang tidak tersemenkan, namun tidak dapat diterapkan pada kuarsit purba.

Komposisi, baik komposisi mineral maupun komposisi kimia, pasir masa kini juga sangat bervariasi. Komposisi pasir masa kini tampaknya lebih tergantung pada ukuran partikel dan litologi batuan sumber, bukan pada iklim, lingkungan, atau agen pengendapan. Komponen penyusun sebagian besar pasir berupa kuarsa, felspar, dan fragmen batuan. Berapa besar proporsi komponen-komponen tersebut dalam pasir masa kini? Sayang sekali kita belum memperoleh data yang cukup banyak mengenai hal tersebut karena sebagian besar penelitian mineralogi pasir masa kini mengabaikan fraksi mineral ringan yang menjadi material penyusun dominan serta lebih terkonsentrasi pada mineral berat yang berperan sebagai material penyusun minor. Suatu kompilasi yang didasarkan pada hasil penelitian terhadap lebih dari 400 sampel pasir masa kini di Amerika Utara (Pettijohn dkk, 1972) memperlihatkan bahwa kadar felspar dalam pasir masa kini rata-rata berharga 15,3%. Angka itu mirip dengan angka yang diperoleh dari hasil penelitian terhadap 434 sampel batupasir yang berasal dari Russian Platform (Ronov dkk, 1963). Pasir masa kini mengandung felspar dalam kisaran 1–77%. Pasir sungai mengandung felspar 22%, sedangkan pasir gisik dan pasir gumuk masing-masing mengandung felspar sekitar 10%. Tingginya kadar felspar dalam pasir sungai mungkin dapat dinisbahkan pada inklusi material glasial dalam jumlah yang "terlalu" banyak. Relatif rendahnya kadar felspar dalam pasir gisik dan pasir gumuk mungkin terjadi karena masuknya pasir yang lebih matang dari batuan-batuan yang ada di sekitar dataran pantai, sebagaimana yang terlihat pada kasus sampel yang berasal dari pantai Atlantik dan Gulf Coast.

Data untuk kadar fragmen batuan dalam pasir masa kini lebih tidak memuaskan lagi dibanding data kadar felspar. Fragmen batuan tersebar sangat luas dalam pasir masa kini, namun jumlah total dan jenisnya jarang dinyatakan secara spesifik. Selain itu, sebagian besar fragmen batuan tidak tembus cahaya, kecuali dalam sayatan tipis dan, oleh karena itu, seringkali diabaikan. Untuk dapat mengenal fragmen batuan, pasir yang diteliti harus cukup kompak sedemikian rupa sehingga dapat disayat dan diamati dengan metoda dan teknik yang biasa digunakan dalam analisis sayatan tipis batupasir purba. Data hasil penelitian seperti itu, sebagaimana yang kita miliki saat ini, memperlihatkan bahwa pasir sungai masa kini banyak mengandung fragmen batuan. Sebagai contoh, pasir Sungai Ohio rata-rata mengandung fragmen batuan 31% (Friberg, 1970). Sebuah kompilasi yang tidak lengkap (Pettijohn dkk, 1972) memperlihatkan angka rata-rata 20% untuk pasir sungai. Dua puluh hingga 30 persen agaknya merupakan nilai taksiran yang cukup layak untuk menyatakan proporsi fragmen batuan dalam pasir sungai masa kini. Berbeda dengan kadar felspar, kadar fragmen batuan sangat tergantung pada besar butir. Pasir kasar secara khusus jauh lebih kaya akan fragmen batuan dibanding pasir halus (Allen, 1962; Shiki, 1959).

Dari penjelasan singkat di atas dapat disimpulkan bahwa pasir sungai masa kini rata-rata mengandung 22% felspar, 20% fragmen batuan, dan—dengan menganggap bahwa pasir masa kini hanya disusun oleh felspar, fragmen batuan, dan kuarsa—58% kuarsa. Sebagaimana telah dikemukakan di atas, pasir sungai merupakan kategori pasir masa kini yang proporsinya paling tinggi. Dengan demikian, sebagian besar pasir masa kini tidak matang atau paling banter setengah matang. Hasil *modal analysis* yang dapat dianggap mewakili proporsi mineral dalam pasir masa kini disajikan dalam tabel 7-1.

Sebagaimana yang mungkin telah diperkirakan, komposisi kimia pasir masa kini mencerminkan komposisi mineralnya. Hasil analisis komposisi kimia pasir masa kini, yang dapat dianggap mewakili proporsi unsur-unsur kimia dalam pasir masa kini, disajikan dalam tabel 7-2. Karena tidak mengandung semen, komposisi ruah pasir terigen masa kini

memperlihatkan kadar silika yang agak lebih rendah serta kadar CO₂ dan CaO yang jauh lebih rendah dibanding batupasir terigen purba.

Kesimpulan apa yang dapat diambil dari pembahasan singkat mengenai pasir masa kini sebagaimana telah disajikan di atas? Pasir masa kini berbeda dari pasir purba dalam beberapa hal penting. Berbeda dengan *graywacke* yang menjadi material penyusun rekaman geologi, pasir masa kini tidak mengandung matriks. Hal itu mengindikasikan bahwa matriks merupakan produk diagenesis atau produk proses-proses pasca-pengendapan. Secara komposisional, pasir masa kini umumnya tidak matang atau setengah matang. Satu-satunya pengecualian untuk kesimpulan yang disebut terakhir ini adalah pasir yang berasal dari batupasir purba yang sangat matang. Kuarsit murni (ortokuarsit) banyak ditemukan dalam rekaman geologi, namun agaknya tidak terbentuk pada masa sekarang. Sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, akumulasi pasir masa kini umumnya memiliki penyebaran linier. Pasir masa kini tidak memiliki penyebaran yang luas sebagaimana pasir purba. Terakhir, komposisi dan tekstur pasir masa kini hanya memiliki sedikit hubungan dengan lingkungan pengendapan. Tekstur dan komposisi pasir masa kini lebih merupakan produk dari komposisi batuan sumber. Aksi arus memang mampu meningkatkan pemilahan, namun pembedaan pasir gumuk, pasir gisik, dan pasir sungai berdasarkan parameter-parameter besar butir paling banter dapat dikatakan tidak pasti (kalau bukan tidak memberikan hasil apa-apa). Provenansi merupakan faktor utama yang menentukan komposisi pasir masa kini.

7.3 SIFAT-SIFAT BATUPASIR

7.3.1 Kemas

Pasir terutama disusun oleh unsur-unsur rangka (*framework elements*), yang merupakan fraksi detritus, dan void yang membentuk sistem ruang pori (*pore system*) atau ruang kosong diantara unsur-unsur rangka. Sebagian atau semua void atau ruang pori dalam batupasir tua dapat terisi oleh material padat. Dengan demikian, pemelajaran terhadap pasir atau batupasir berpusat pada unsur-unsur rangka (komposisi dan mikrogeometrinya) serta pada khuluk dan volume ruang pori dan material pengisi ruang pori.

Menurut definisinya, rangka disusun oleh material berukuran pasir dengan diameter $\frac{1}{16}$ –2 mm. Material itu biasanya dikemas sedemikian rupa sehingga setiap partikel berhubungan dengan partikel lain yang bersebelahan dengannya serta keseluruhan rangka itu membentuk suatu struktur yang stabil di bawah pengaruh medan gravitasi bumi. Berbeda dengan partikel-partikel penyusun batuan beku dan batuan metamorf, yang satu sama lain berada dalam kontak menerus, partikel-partikel penyusun pasir hanya saling berhubungan dengan kontak tangensial. Konsentrasi *stress* pada titik-titik kontak itu dapat menyebabkan terjadinya pelarutan pada titik kontak dan pengendapan di tempat lain. Hal itu pada gilirannya menyebabkan bertambah luasnya bidang kontak antar partikel dan berkurangnya volume ruang pori. Produk akhir dari aksi tersebut adalah terbentuknya batuan yang partikel-partikel penyusunnya berada dalam kontak menerus serta memiliki porositas nol. Perubahan-perubahan pasca-pengendapan dalam kemas pasir akan dibahas pada sub bab 7.6.

Sebagian pasir tidak memperlihatkan geometri rangka-void yang sederhana. Pasir seperti itu bukan dibentuk oleh rangka detritus dan sistem ruang pori yang sebagian atau seluruhnya terisi oleh semen, melainkan memperlihatkan suatu kontinum besar butir mulai dari butiran pasir hingga lanau dan lempung. Endapan seperti itu dinamakan *wacke* dan salah satu contoh yang paling terkenal dari *wacke* ini adalah *graywacke*. Dalam *wacke*, tidak ada batas besar butir yang jelas antara fraksi pasir dengan fraksi yang lebih halus daripadanya. Material berukuran pasir tertanam dalam suatu matriks. Walau demikian,

batas arbitrer yang dibuat untuk membedakan butiran dengan matriks merupakan suatu hal yang sangat penting dalam kaitannya dengan penafsiran. Batas itu diletakkan pada $\frac{1}{16}$ mm (0,0625 mm) atau pada 0,05 mm, bahkan pada 0,03 mm. Berapa proporsi matriks dalam suatu pasir agar pasir itu dinamakan *wacke*? Sebagian ahli memilih angka 15%; ahli lain memilih angka yang lebih rendah dari itu (Dott, 1964; Williams dkk, 1954). Asal-usul matriks agak tidak pasti; matriks itu mungkin merupakan gejala primer yang terbentuk pada saat pengendapan, namun mungkin pula terbentuk oleh proses-proses diagenesis pasca-pengendapan. Karena sebagian besar pasir masa kini tidak mengandung matriks, maka matriks dalam pasir purba kemungkinan besar merupakan produk diagenesis atau proses-proses sekunder lain.

Rangka pasir atau batupasir biasa dapat dicandra berdasarkan geometri dan komposisinya. Geometri berkaitan dengan sifat-sifat butiran atau unsur-unsur rangka—besar butir, pemilahan, bentuk butir, kebundaran, dan tekstur permukaan—serta terutama dengan pembedaan dan orientasinya. Distribusi besar butir dapat diungkapkan dengan ukuran-ukuran statistik dari besar butir serta dengan ukuran keseragaman besar butir. Karakter-karakter itu berkaitan dengan rezim hidrolik tertentu yang menentukan pengendapan pasir serta dengan besar butir material yang ada dalam arus pengendap. Nilai pendekatan untuk pemilahan adalah nisbah butiran terbesar terhadap butiran terkecil. Dalam pasir yang terpilah baik, nisbah itu berharga kurang dari 10; dalam pasir yang terpilah buruk, nisbah itu berharga lebih dari 100. Butiran-butiran pasir memperlihatkan bentuk dan derajat pembundaran yang beragam. Penafsiran distribusi besar butir dan sifat-sifat geometri lainnya telah dibahas pada Bab 3.

Pasir cenderung memiliki pembedaan yang ketat. Butiran-butiran yang tidak bulat cenderung mengendap dengan sumbu panjang terletak sejajar dengan bidang pengendapan; pada beberapa kasus, butiran-butiran seperti itu memperlihatkan imbrikasi. Pada kebanyakan kasus, butiran-butiran dalam penampang yang sejajar dengan bidang perlapisan memperlihatkan kesejajaran yang lemah dengan arah aliran arus pengendap.

Pada kasus yang relatif jarang terjadi, orientasinya random akibat gangguan-gangguan pasca-pengendapan, terutama oleh organisme (bioturbasi).

Void membentuk 30–35% volume batupasir biasa. Volume void dapat berkurang akibat terbentuknya matriks atau akibat terpresipitasikannya semen. Dalam batupasir "rata-rata", porositas berharga sekitar 15%. Pada kasus ekstrim, nilai porositas batupasir dapat mendekati nol. Semen dapat dipresipitasikan sebagai material yang secara kristalografi merupakan kelanjutan dari partikel-partikel detritus (misalnya saja semen kuarsa yang terbentuk pada sisi-sisi partikel kuarsa dan semen kalsit yang terbentuk pada sisi-sisi partikel kalsit), namun dapat pula diendapkan sebagai selimut kristal renik (*drusy coating*) atau sebagai mozaik mikrokristalin (*microcrystalline mosaic*) dalam void. Di bawah kondisi yang luar biasa, semen karbonat dapat tumbuh menjadi material kristalin kasar yang menyelimuti satu atau lebih partikel detritus sedemikian rupa sehingga partikel-partikel detritus itu tampak "mengambang" dalam kristal material karbonatan. Kristal seperti itu dinamakan "kristal pasir" (*"sand crystal"*). Sebagian semen, terutama semen karbonat, menembus unsur-unsur rangka dan menggantikan sebagian diantara unsur rangka itu. Khuluk material penyemen, kemasnya, hubungannya dengan unsur-unsur rangka, serta asal-usulnya akan dibahas lebih mendetil pada sub bab 7.6.

Pasir memiliki tingkat kematangan yang beragam. Produk akhir dari proses-proses pembentukan pasir adalah batupasir yang butiran-butiran penyusunnya tidak saja berupa satu tipe mineral (yakni mineral yang paling stabil, dalam hal ini kuarsa), namun juga memiliki besar butir tunggal (dengan kata lain, pemilahan sempurna), dan benar-benar membundar. Tidak ada satupun pasir di dunia memiliki karakter seperti itu, meskipun sebagian diantaranya memang ada yang mendekati bentuk "ideal" tersebut. Konsep kematangan (*maturity*)—baik kematangan komposisi maupun kematangan tekstur—sangat penting. Setiap ahli geologi hendaknya selalu berusaha untuk selalu memberikan penilaian terhadap kematangan suatu pasir (Folk, 1951).

7.3.2 Struktur Sedimen

Batupasir dapat memiliki struktur sedimen yang beragam. Struktur sedimen itu paling jelas terlihat pada singkapan. Struktur internal dari individu-individu lapisan batupasir sangat penting artinya. Batupasir umumnya memperlihatkan perlapisan silang-siur. Skala perlapisan silang-siur dalam suatu tubuh batupasir merupakan fungsi dari kekasaran partikel penyusun batupasir itu serta ketebalan lapisannya. Banyak pasir memperlihatkan perlapisan gelembur (*ripple bedding*) berskala kecil. Batupasir lain memiliki struktur *graded bedding*. Sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, *graded bedding* dan perlapisan silang-siur merupakan dua gejala yang tidak pernah ditemukan dalam satu lapisan yang sama serta mengindikasikan dua fasies batupasir yang jauh berbeda. *Graded bedding* mengindikasikan pengendapan di bawah alas gelombang dan terutama menjadi penciri batupasir endapan perairan yang dalam. Sebagian batupasir tidak mengandung perlapisan silang-siur maupun *graded bedding*, bahkan tidak memperlihatkan struktur internal sama sekali. Walau demikian, hasil penelitian dengan menggunakan sinar-X menunjukkan bahwa sebagian besar batupasir yang tampak masif itu sebenarnya memiliki laminasi internal (Hamblin, 1962). Struktur sedimen telah dibahas panjang lebar pada Bab 4.

7.3.3 Mineralogi

Penafsiran sejarah suatu batupasir tergantung pada pengetahuan mengenai komposisi mineralnya. Walau demikian, untuk dapat menafsirkan, kita tidak hanya cukup dengan menyajikan suatu daftar yang memperlihatkan jenis-jenis mineral yang ada dalam suatu batupasir. Kita sebenarnya memerlukan beberapa daftar—beberapa daftar yang didasarkan pada hasil peng-golongan mineral ke dalam katgori-kategori genetik yang berarti, misalnya ke dalam kategori mineral detritus primer (*primary detrital minerals*), semen, dan produk alterasi pasca-pengendapan. Penggolongan seperti itu melibatkan penafsiran yang didasarkan pada detil-detil karakter mineral yang dapat teramati (sebagian besar berupa unsur-unsur tekstur) serta pada hubungan antar mineral penyusun batupasir. Sebagian

spesies mineral dapat muncul dalam beberapa kategori. Kuarsa, misal-nya saja, dapat hadir baik sebagai detritus primer maupun sebagai semen.

Daftar mineral detritus primer yang mungkin muncul dalam suatu batupasir sangat panjang. Jika batuan sumber pasir itu dikenai oleh proses pelapukan yang tidak lengkap dan jika pengangkutannya relatif dekat, maka hampir setiap mineral dapat muncul dalam pasir. Pemerian yang lebih mendetil mengenai mineral detritus yang biasa ditemukan dalam batupasir telah disajikan oleh Krumbein & Pettijohn (1938), Tickell (1965), Duplaix (1948), dan Russell (1942).

Meskipun daftar nama-nama mineral yang mungkin ditemukan dalam batupasir cukup panjang, namun dalam prakteknya hanya beberapa jenis mineral saja yang sering ditemukan dalam batuan tersebut. Jumlah yang lebih sedikit lagi akan ditemukan dalam sayatan tipis. Kuarsa merupakan mineral dominan dalam kebanyakan batupasir. Dalam beberapa kasus, kuarsa dapat membentuk lebih dari 90% mineral detritus yang ada batupasir. Felspar, meskipun sering ditemukan, memiliki kelimpahan yang relatif lebih rendah dibanding kuarsa. Hal itu berbeda dengan kebenaran felspar dalam batuan beku. Selain kuarsa dan felspar, mika merupakan mineral penyusun batuan sumber yang kemungkinan besar dapat berperan sebagai mineral detritus dengan kelimpahan cukup tinggi dalam batupasir. Fragmen batuan dapat ditemukan dalam beberapa batupasir, bahkan jumlahnya melimpah dalam batupasir tertentu.

7.3.3.1 Kuarsa, Opal, dan Kalsedon

Kuarsa merupakan jenis mineral yang paling sering ditemukan dalam batupasir, bahkan berperan sebagai material utama pada sebagian besar batupasir. Dua per tiga bagian batupasir rata-rata disusun oleh kuarsa. Meskipun biasanya merupakan mineral detritus primer, namun kuarsa juga dapat merupakan mineral autigen. Kuarsa autigen umumnya merupakan hasil *overgrowth* partikel detritus. Sebagai produk *overgrowth*, kuarsa berperan sebagai material penyemen yang penting.

Kuarsa detritus pada kebanyakan batupasir memiliki diameter $< 1,0$ mm dan umumnya memiliki diameter $< 0,6$ mm (Dake, 1921). Partikel kuarsa yang diameternya $> 1,0$ cenderung merupakan komposit—merupakan zat polikristalin. Kuarsa penyusun batupasir umumnya merupakan partikel monokristalin. Besar butir partikel kuarsa terutama ditentukan oleh ukuran partikel kuarsa dalam batuan sumber. Batuan plutonik yang mengandung kuarsa, terutama granit, merupakan sumber dari hampir semua kuarsa detritus. Dake (1921) menunjukkan bahwa batuan plutonik jarang menghasilkan partikel mineral yang ukurannya $> 1,0$ mm. Partikel kuarsa yang ukurannya $> 1,0$ mm dan ada dalam batuan plutonik umumnya terpecah-pecah dan, menurut Dake (1921), hanya 9% kuarsa batuan plutonik yang akan menghasilkan partikel kuarsa dengan diameter $> 1,0$ mm. Dua puluh persen diantaranya menghasilkan partikel kuarsa yang diameternya $> 0,6$ mm.

Bentuk partikel kuarsa sangat bervariasi, namun umumnya agak membundar. Sebagian besar partikel kuarsa memperlihatkan sedikit pemanjangan. Pemanjangan itu cenderung terjadi pada arah yang sejajar dengan sumbu-c. Wayland (1939) menisbahkan gejala pemanjangan itu pada abrasi vektoral yang disebabkan oleh sedikit perbedaan kekerasan pada arah yang sejajar sumbu-c dengan kekerasan pada arah yang sejajar sumbu-a. Walau demikian, Ingerson & Ramisch (1942) menemukan fakta bahwa partikel kuarsa dalam batuan beku dan batuan metamorf, termasuk granit, cenderung memanjang dan pemanjangan tersebut umumnya terjadi pada arah yang sejajar dengan sumbu-c. Pemanjangan itu sendiri merupakan suatu ekspresi dari perawakan kristal kuarsa. Dengan demikian, bentuk akhir dari kuarsa sedimen merupakan pencerminan dari bentuk asalnya. Bloss (1957) dan Moss (1966), berdasarkan hasil-hasil penelitian eksperimental yang mereka lakukan, memperlihatkan bahwa kuarsa memiliki belahan prismatik dan rhombohedra yang lemah sedemikian rupa sehingga pemecahan kristal kuarsa akan menyebabkan terbentuknya partikel-partikel yang cenderung memanjang pada arah yang sejajar dengan sumbu-c atau pada arah lain yang membentuk sudut tertentu terhadap sumbu-c. Pemanjangan kristal kuarsa telah digunakan sebagai salah satu kriteria dari provenansi; kuarsa yang berasal dari batuan metamorf lebih memanjang dibanding kuarsa

yang berasal dari batuan beku. Kesimpulan seperti itu didukung oleh data hasil penelitian Bokman (1952) yang menemukan nisbah pemanjangan rata-rata (nisbah sumbu panjang terhadap sumbu pendek) yang berharga 1,43 untuk granit dan 1,75 untuk sekis.

Sebagian besar partikel kuarsa detritus mengandung inklusi. Inklusi yang biasanya berukuran kecil itu umumnya tersebar secara random dalam partikel kuarsa, meskipun cenderung untuk terletak pada satu bidang yang sama. Para ahli telah melakukan pengamatan yang seksama terhadap inklusi sebagai petunjuk provenansi kuarsa. Mackie (1896) menggolongkan kuarsa detritus ke dalam 4 kelompok berdasarkan inklusi yang ada didalamnya. Keempat kelompok itu adalah: (1) kuarsa dengan inklusi berbentuk jarum (*acicular*); (2) kuarsa dengan inklusi beraturan (*regular*); (3) kuarsa dengan inklusi tidak beraturan (*irregular*); dan (4) kuarsa yang tidak mengandung inklusi (*inclusionless*). Contoh dari inklusi berbentuk jarum adalah jarum-jarum rutil. Inklusi yang beraturan adalah inklusi mineral euhedral. Inklusi yang tidak beraturan adalah inklusi fluida yang mengandung maupun tidak mengandung gelembung gas. Hasil-hasil penelitian Mackie mendorong para ahli untuk menyimpulkan bahwa inklusi berbentuk jarum dan inklusi tidak beraturan merupakan ciri dari kuarsa batuan beku; kuarsa dalam sekis dan gneis mengandung inklusi yang beraturan. Penelitian yang lebih mendalam dan luas terhadap inklusi, sebagaimana dilakukan oleh Keller & Littlefield (1955), cenderung mendukung kesimpulan tersebut, meskipun mereka tidak menemukan adanya tipe inklusi diagnostik untuk kuarsa batuan beku maupun kuarsa batuan metamorf.

Pemadaman kuarsa bervariasi, mulai dari pemadaman tajam (*sharp extinction*) hingga pemadaman bergelombang (*wavy extinction*). Kuarsa yang dikenai oleh tekanan yang cukup tinggi memperlihatkan "*strain shadow*" atau "*undulatory extinction*" yang dapat teramati di bawah mikroskop bersilang. Jadi, secara umum kuarsa batuan metamorf diasumsikan memperlihatkan gejala pemadaman bergelombang yang jelas, sedangkan kuarsa batuan beku tidak memperlihatkan pemadaman seperti itu. Walau demikian, hasil-hasil pengamatan menunjukkan bahwa kuarsa berukuran besar yang berasal dari batuan granitik lebih teregang-kan (*strained*) dibanding kuarsa berukuran kecil yang kuat (*annealed*) dari

sebagian batuan metamorf. Blatt & Christie (1963) menyimpulkan bahwa *undulatory extinction* merupakan petunjuk provenansi yang kurang dapat diandalkan.

Berdasarkan satu atau beberapa karakter kuarsa seperti tersebut di atas, banyak ahli kemudian berusaha untuk meng-golongkan kuarsa detritus ke dalam kelompok-kelompok yang mengindikasikan provenansinya. Sorby (1880) dan Mackie (1896) adalah dua orang pionir yang pertama-tama mencoba untuk mempelajari kuarsa batuan sedimen. Penelitian yang relatif baru dilakukan oleh Krynine (1940, 1946). Krynine menggolongkan kuarsa ke dalam tiga kategori: (1) kuarsa batuan beku (termasuk batuan plutonik, batuan vulkanik, dan batuan hidrotermal); (2) kuarsa batuan metamorf (termasuk *pressure quartz* dan *injection quartz*); serta (3) kuarsa batuan sedimen (yang mencakup kuarsa autigen hasil *overgrowth* dan kuarsa pengisi urat atau rongga dalam batuan). Skema penggolongan Krynine sukar diterapkan. Kesukaran itu sebagian timbul karena sifat-sifat yang digunakan sebagai pengenalan kuarsa itu tidak bersifat inklusif dan sebagian lain karena tidak memadainya pengetahuan mengenai batuan sumber. Meskipun mungkin ada perbedaan nilai rata-rata statistik untuk beberapa tipe batuan sumber, namun seringkali tidak mungkin untuk menyatakan apakah suatu partikel kuarsa termasuk ke dalam satu kategori atau justru pada kategori yang lain.

Meskipun, misalnya saja, seseorang tidak dapat membedakan kuarsa batuan beku dari kuarsa batuan metamorf, namun orang itu seringkali dapat mengenal kuarsa vulkanik, yakni kuarsa yang berasal dari batuan vulkanik efusif, terutama porfir kuarsa. Kuarsa seperti itu pada dasarnya bebas-*strain* serta memperlihatkan pemadaman yang tajam. Kuarsa vulkanik dapat memperlihatkan pelelukan ke dalam (*embayment*) atau pembundaran akibat proses penyerapan ulang (*resorption*) oleh magma. Pada beberapa kasus, kuarsa vulkanik memperlihatkan sisi-sisi yang lurus dari bentuk heksagonal dipiramidal. Kuarsa vulkanik cenderung berasosiasi dengan fragmen batuan felsik dan mungkin pula dengan partikel feldspar yang memperlihatkan zonasi. Pada kasus istimewa, kuarsa vulkanik merupakan material penyusun penting dalam pasir masa kini (Webb & Potter, 1969) maupun pasir purba (Todd & Folk, 1957).

Jenis kuarsa yang lebih penting adalah kuarsa polikristalin, yakni kuarsa yang merupakan komposit dan terbentuk dari dua atau lebih satuan kristal. Dalam banyak pasir, kuarsa polikristalin memiliki kelimpahan yang lebih kurang sama dengan kuarsa monokristalin. Partikel kuarsa polikristalin mungkin berupa rijang mikrokristalin, kuarsit berbutir halus, atau kuarsa kristalin kasar yang berasal dari batuan beku atau batuan metamorf. Penelitian yang dilakukan akhir-akhir ini terhadap kuarsa kristalin kasar (Blatt & Christie, 1963; Blatt, 1967; Connolly, 1965; Voll, 1960) menunjukkan bahwa makin besar ukuran partikel kuarsa, makin tinggi kecenderungannya untuk berwujud kuarsa polikristalin. Selain itu, nisbah kuarsa polikristalin terhadap kuarsa mono-kristalin mencapai nilai terendah pada pasir matang. Hal itu mungkin terjadi karena kuarsa polikristalin merupakan bentuk partikel kuarsa yang kurang stabil. Kuarsa polikristalin juga bervariasi dalam hal ukuran dan kemas unsur-unsur kristal penyusunnya. Sebagian kuarsa polikristalin berperawakan poligonal. Maksudnya, sisi-sisi kuarsa itu memiliki batas-batas yang lurus yang satu sama lain dan cenderung untuk bertemu dengan membentuk sudut sekitar 120° . Kuarsa polikristalin lain memiliki batas-batas yang memperlihatkan sutura halus. Kuarsa polikristalin poligonal diperkirakan terbentuk akibat "*static annealing*", sedangkan kuarsa polikristalin bersutura diperkirakan terbentuk akibat "*cold working*" (Voll, 1960).

Tingginya stabilitas kuarsa merupakan faktor yang menyebabkan melimpahnya kuarsa dalam pasir. Batuan beku rata-rata mengandung kuarsa 12% (Clarke, 1924) hingga 20,4% (Leith & Mead, 1915), sedangkan batupasir yang disusun oleh material yang berasal dari batuan beku mengandung 67–70% kuarsa (Leith & Mead, 1915). Pengayaan seperti itu mengimplikasikan tingginya stabilitas mekanis dan stabilitas kimia dari kuarsa. Kuarsa sebenarnya bukan tidak dapat larut sama sekali karena di bawah kondisi tertentu, misalnya dalam beberapa jenis tanah, kuarsa dapat memperlihatkan korosi dan pembundaran (Crook, 1968; Cleary & Connolly, 1971). Walau demikian, dalam batupasir, kuarsa tidak saja stabil namun juga cenderung untuk tumbuh sebagaimana yang diperlihatkan pada kasus *outgrowth* sekunder. Kuarsa jauh lebih stabil dibanding rijang. Rijang umumnya dikenai oleh pelarutan intrastrata (Sloss & Feray, 1948).

Secara mekanis, kuarsa sangat tahan. Berdasarkan percobaan-percobaan yang dilakukannya, Daubrée (1879) memperkirakan bahwa kuarsa hanya kehilangan $1/10.000$ bagian setiap terangkut untuk jarak 1 km. Penelitian dengan menggunakan *abrasion mill* oleh Thiel (1940) dan Kuenen (1957, 1959b, 1960) cenderung untuk mendukung gagasan lambatnya kuarsa terabrasi.

Kuarsa juga memegang peranan penting sebagai semen dalam batupasir. Kuarsa merupakan material penyemen dominan dalam kebanyakan batupasir, terutama batupasir Paleozoikum atau batupasir Prakambrium. Semen kuarsa pada banyak kasus tampak sebagai *secondary outgrowth* pada partikel kuarsa detritus. Gejala *outgrowth* itu dicandra pertama kali oleh Sorby (1880). Irving & Van Hise (1892) mengemukakan banyaknya contoh pelebaran partikel kuarsa dalam berbagai formasi di Amerika Utara. Fenomenon itu tersebar luas dan mungkin bersifat universal dalam semua batupasir, dimana kuarsa kristalin berperan sebagai semen. Dalam batupasir yang tersemenkan paling lemah, partikel kuarsa mungkin mudah terpecah-pecah dan keberadaan partikel tersebut dapat dipelajari di bawah mikroskop binokuler. *Overgrowth* kuarsa (gambar 7-1) menyebabkan terpulihkannya bentuk dasar dan kesimetrian kristal kuarsa. *Overgrowth* itu dapat terlihat dalam sampel genggam sekalipun. Dalam sayatan tipis, *overgrowth* dapat terlihat sebagai "tambahan" terhadap inti partikel detritus. Batas antara inti kuarsa detritus dengan bagian *overgrowth* merupakan produk pencampuran antara material tambahan dengan material lain yang semula menyelimuti kuarsa detritus. Garis itu akan menjadi makin jelas apabila partikel detritus itu sebelumnya tertutupi oleh oksida besi sebelum proses *overgrowth* berlangsung. Walau demikian, dalam *better-welded quartzite*, perbedaan antara "inti" dengan *overgrowth* kurang jelas dan dalam beberapa kasus tidak dapat dibedakan sama sekali. Jika sayatan tipis diteliti dengan menggunakan metoda *cathodeluminescence*, kandungan unsur jejak dari kuarsa akan menyebabkan timbulnya suatu *fluorecence* yang memungkinkan dikenalnya "inti" dan *overgrowth* (Sippel, 1968).

Opal dan kalsedon juga sering muncul dalam batupasir sebagai partikel atau, kadang-kadang, sebagai semen. Opal tidak pernah ditemukan dalam batupasir yang sangat tua

karena dalam batupasir seperti itu opal akan mengalami devitrifikasi dan rekristalisasi menjadi kalsedon. Semen kalsedon akan tampak sebagai material yang menyelimuti partikel detritus. Semen kalsedon umumnya berbentuk serat, dimana arah penyeratannya tegak lurus terhadap batas-batas partikel detritus.

7.3.3.2 Felspar

Meskipun felspar merupakan jenis mineral yang paling tinggi kelimpahannya dalam batuan beku, namun kelimpahannya dalam batupasir masih lebih rendah dibanding kuarsa. Walau demikian, dalam pasir masa kini, felspar memiliki kelimpahan yang lebih tinggi dibanding kuarsa. Kadar felspar rata-rata dari 404 sampel pasir masa kini yang berasal dari Amerika Utara adalah 15,3% (Pettijohn dkk, 1972). Angka yang mirip diperoleh dari hasil penelitian terhadap 435 sampel batupasir Prakambrium hingga Kuartar yang berasal dari Russian Platform (Ronov dkk, 1963). *Unweighted mean* kuarsa dari 98 sampel batupasir yang berasal dari Amerika Utara adalah 10,2%.

Pengenalan felspar dan pembedaannya menjadi beberapa tipe sukar untuk dilaksanakan, terutama apabila kita harus melakukan *modal analysis* untuk setiap partikel. *Staining* merupakan satu-satunya jawaban yang memuaskan untuk memecahkan masalah tersebut (Russell, 1935; Laniz dkk, 1964).

Felspar dalam batupasir mencakup K-felspar, terutama mikroklin, dan plagioklas (umumnya termasuk ke dalam sub-spesies albit). *Zoned felspar* jarang ditemukan dan cenderung berasal dari batuan vulkanik. Demikian pula dengan felspar euhedral dan felspar euhedral yang terpecah-pecah. Felspar detritus (*detrital feldspar*) mungkin transparan, namun mungkin pula agak kusam karena mengandung produk alterasi. Beberapa ahli telah berusaha untuk mengaitkan jenis felspar dengan batuan sumber (Rimsaite, 1967). *Oscillatory zoning* mengindikasikan batuan asal vulkanik atau batuan hipabisal (Pittman, 1963). Felspar yang berasal dari batuan vulkanik asam biasanya berupa sanidin, sedangkan yang berasal dari batuan plutonik biasanya berupa ortoklas atau mikroklin. Felspar piroklastik berwujud kristal euhedra yang utuh atau kristal euhedra yang terpecah-

pecah. Kristal itu umumnya tertutup oleh gelas atau gelas yang telah mengalami devitrifikasi.

Apabila dibandingkan dengan kuarsa, felspar relatif kurang stabil. Karena itu, residu pelapukan batuan plutonik cenderung mengalami pengurangan felspar dan pengayaan kuarsa. Pengurangan kadar felspar seperti itu, akibat dekomposisi dalam profil pelapukan, dapat menjadi makin hebat akibat terhancurkannya felspar selama terangkut menuju tempat pengendapannya.

Meskipun felspar diperkirakan lebih rentan terhadap penghancuran mekanis dibanding kuarsa, namun data yang menunjang pendapat itu masih kontradiktif. Mackie (1896) mencatat adanya penurunan kadar felspar di Sungai Findhorn (Skotlandia), dari 42 menjadi 21 persen, setelah felspar itu terangkut untuk jarak 30–40 mil (48–64 km). Dia menisbahkan penurunan kadar felspar itu pada abrasi. Plumley (1948) menemukan gejala yang sama, berupa penurunan kadar felspar fraksi pasir kasar ke arah hilir di Black Hills, South Dakota. Di lain pihak, dia menemukan bahwa pasir Sungai Cheyenne hanya mengalami sedikit penurunan kadar felspar (dari 29 menjadi 24 persen) setelah terangkut sejauh 150 mil (240 km). Russell (1937) menyatakan bahwa pasir Sungai Mississippi hanya mengalami sedikit penurunan kadar felspar—dari 25% di sekitar Cairo, Illinois, menjadi 20% di Gulf of Mexico. Penurunan sebesar itu boleh dikatakan dapat diabaikan karena berlangsung pada jarak 1100 mil (1770 km). Data yang terbatas seperti tersebut di atas mengindikasikan bahwa felspar mungkin tereduksi agak cepat apabila diangkut dalam sungai turbulen yang bergradien tinggi dan mengangkut gravel. Di lain pihak, dalam sungai besar, proses penurunan kadar felspar dalam pasir mungkin berlangsung lambat. Aksi gisik yang kuat mungkin mampu untuk menyebabkan penurunan kadar felspar dalam pasir.

Felspar adalah mineral yang secara kimia tidak bersifat stabil. Hal itu dapat ditunjukkan dengan mudah. Data profil tanah yang disajikan oleh Goldich (1938) menunjukkan bahwa ketidakstabilan itu bervariasi, sesuai dengan spesiesnya. Felspar yang kaya akan unsur karbonat relatif kurang stabil, sedangkan alkali felspar (terutama mikroklin) relatif stabil. Stabilitas felspar dalam batupasir tidak sama dengan stabilitasnya dalam tanah. Dalam

banyak batupasir, felspar detritus mengalami *overgrowth* sekunder. Karena hampir murni berupa K-felspar atau Na-felspar, *overgrowth* kemungkinan besar stabil pada lingkungan akuatis bertemperatur dan bertekanan rendah yang ada dalam sistem ruang pori batupasir.

Kebenaan felspar detritus telah menjadi bahan pembahasan yang berlarut-larut. Masalah itu merupakan inti dari apa yang dikenal sebagai "*arkose problem*." Kemampuan felspar untuk bertahan agaknya merupakan fungsi dari intensitas proses peluruhan dan lamanya aksi peluruhan itu berlangsung. Apabila relief tinggi dan erosi cepat, felspar tidak akan terdekomposisi seluruhnya dan akan hadir dalam pasir; apabila relief rendah dan erosi relatif lambat, felspar akan terhancurkan. Iklim tampak-nya hanya memegang peranan sekunder. Walau demikian, penghancuran felspar akan terhambat apabila berlangsung pada daerah beriklim sangat kering atau sangat dingin. Masalah ini, dan bukti-bukti yang berkaitan dengannya, akan dibahas lebih jauh pada bagian 7.5.1.

Sebagaimana kuarsa, felspar dapat memperlihatkan *secondary enlargement*. Karena itu, hingga tingkat tertentu, felspar dapat berperan sebagai semen. Dalam batupasir, perbedaan antara inti detritus dari felspar dengan cincin sekunder yang merupakan hasil pertumbuhan baru relatif mudah dilakukan. Inti itu biasanya membundar dan mengalami kaolinisasi atau berubah sedemikian rupa sehingga inti itu tampak jelas berbeda dengan bagian *overgrowth*. Dalam pertumbuhannya, material yang terletak di pinggir cenderung membentuk bidang kristal sedemikian rupa sehingga menyebabkan terbentuknya kristal yang teratur, biasanya bentuk rhombik sederhana. Berbeda dengan kuarsa sekunder, felspar autigen (*authigenic feldspar*) hanya terbentuk pada suatu fraksi kecil dari keseluruhan batuan.

Inti dari kebanyakan partikel felspar yang mengalami *overgrowth* agaknya berupa felspar berperawakan triklin (mikroklin). Material *overgrowth* yang tumbuh pada sisi-sisi inti itu biasanya berupa K-felspar yang tidak memiliki kembar. *Overgrowth* juga dapat terjadi pada plagioklas detritus. Material *overgrowth* yang tumbuh pada sisi-sisi plagioklas biasanya berupa soda felspar murni (albit). Meskipun material *overgrowth* memperlihatkan kesinambungan kristal dengan inti yang diselimutinya, namun material itu umumnya

memperlihatkan sangat sedikit perbedaan dalam sudut pemadaman. Hal itu mengindikasikan adanya sedikit perbedaan dalam komposisinya. Felspar autigen hampir selalu berupa K-felspar murni. Para ahli telah mengetahui, berdasarkan bukti-bukti petrologi dan hasil-hasil percobaan eksperimental, bahwa felspar campuran (*mixed feldspar*), baik *soda-lime feldspar* maupun *potash-soda feldspar*, hanya terbentuk pada temperatur tinggi. Felspar sedimen yang terbentuk di bawah temperatur rendah merupakan jenis felspar yang paling murni (Baskin, 1956).

Secondary growth terjadi setelah material yang menjadi intinya diendapkan, ketika felspar baru diendapkan diantara partikel-partikel kuarsa. Walau demikian, pada beberapa kasus, diperoleh bukti adanya beberapa periode *secondary growth* (gambar 7-2). Cincin yang pertama kali diendapkan itu sendiri mungkin telah terhancurkan sebelum tumbuhnya felspar pada periode pertumbuhan selanjutnya (Goldich, 1934; Stewart, 1937).

Kondisi-kondisi yang mendorong pembentukan felspar autigen belum dipahami sepenuhnya. Sebagian besar ahli saat ini berkeyakinan bahwa felspar autigen terbentuk oleh proses-proses diagenesis serta memandang bahwa felspar autigen tidak terbentuk oleh proses-proses metamorfisme atau proses-proses hidrotermal (Goldich, 1934), meskipun ada beberapa kasus yang mengindikasikan adanya hubungan antara felspar sekunder dengan intrusi batuan beku (Heald, 1956a). Para ahli mengatakan bahwa pembentukan felspar sekunder memerlukan air laut dan, oleh karena itu, kehadiran felspar sekunder merupakan indikator pengendapan pada lingkungan laut (Crowley, 1939).

7.3.3.3 Fragmen Batuan

Batuan berbutir kasar, baik batuan beku maupun batuan metamorf, tidak muncul sebagai detritus dalam sedimen klastika yang berbutir sedang. Sedimen itu terutama berasal dari hasil disintegrasi batuan plutonik. Di lain pihak, fragmen batuan berbutir halus dapat muncul dalam pasir. Bahkan, dalam tipe batupasir tertentu (yakni *lithic arenite*), fragmen batuan berperan sebagai komponen dominan yang nilai kelimpahannya melebihi kelimpahan kuarsa. Berdasarkan hasil penelaahan terhadap 85 buah sampel, diketahui bahwa pasir

masa kini rata-rata mengandung 20% fragmen batuan (Pettijohn dkk, 1972). Berdasarkan hasil pengamatan terhadap 187 sampel (Friberg, 1971), diketahui bahwa pasir di Sungai Ohio rata-rata mengandung 31% fragmen batuan. Dalam 13 formasi batupasir Paleozoikum yang ada di bagian tengah Pegunungan Appalachia, diketahui bahwa batu-pasir itu mengandung 0–33% fragmen batuan dan rata-rata mengandung 13% (Pettijohn dkk, 1972). Batupasir Mesozoikum Akhir di Sacramento Valley mengandung 20–75% fragmen batuan (Dickinson, 1969).

Jumlah spesies batuan dalam batupasir bervariasi. Sebagai contoh, Kulm Graywacke di Pegunungan Harz, Jerman, mengandung 19 spesies fragmen batuan (Mattiat, 1960).

Fragmen batuan sangat tergantung pada ukurannya. Fragmen batuan memiliki kelimpahan yang lebih tinggi dalam fraksi pasir kasar, meskipun masih dapat ditemukan dalam pasir yang paling halus sekalipun. Sejalan dengan makin menurunnya besar butir pasir, makin sukar pula bagi kita untuk mengenal spesies fragmen batuan dan makin subjektif proses pengenalannya (Boggs, 1968). Pengenalan fragmen batuan berukuran kecil sukar untuk dilakukan. Dickinson (1970) menyarankan digunakan-nya kriteria operasional, terutama tekstur, untuk menggolongkan fragmen batuan. Dia menggolongkan fragmen batuan ke dalam lima kategori: (1) fragmen batuan vulkanik yang bertekstur afanitik; (2) fragmen batuan klastika yang bertekstur fragmental; (3) fragmen tektonit yang memiliki kemas *schistose* atau *semischistose*; (4) partikel mikrogranuler, yakni batuan yang disusun oleh partikel-partikel yang ukurannya lebih kurang sama dan bentuknya lebih kurang seperti kubus; dan (5) fragmen batuan karbonat. Setiap kategori tersebut di atas dapat dibagi lebih jauh. Fragmen batuan vulkanik dapat dibagi menjadi (a) fragmen batuan felsik; (b) fragmen batuan *microlitic*; (c) fragmen batuan *lathwork*; dan (d) fragmen batuan *vitric*. Fragmen batuan klastika dapat dibagi menjadi: (a) fragmen lanauan-pasiran; (b) fragmen argilitan; dan (c) fragmen batuan vulkaniklastik. Fragmen tektonit dapat dibagi menjadi: (a) fragmen metasedimen; dan (b) fragmen metavulkanik. Dengan susah payah, partikel mikrogranuler dapat dibagi menjadi: (a) fragmen batuan hipabisal; (b) fragmen *hornfelsic*; dan (c) fragmen sedimen. Bagi mereka yang ingin mengetahui lebih jauh cara-

cara untuk mengenal partikel-partikel tersebut di atas dipersilahkan untuk menelaah langsung karya tulis Dickinson (1970).

Ada dua masalah identifikasi yang perlu dikemukakan di sini. Perbedaan antara felsit (*felsite*) dan rijang sangat penting, namun sukar dilakukan. Felsit dapat dicirikan oleh mikrofenokris (*microphenocryst*), sisa-sisa *glass shard* (seperti pada *welded tuff*), sedikit relief internal (karena adanya perbedaan indeks refraksi antara kuarsa dengan felspar) dan, jika sayatan tipis itu *stained* untuk mengetahui kehadiran felspar, memperlihatkan noktah kuning atau merah. Rijang dapat mengandung sisa-sisa *spicule*, radiolaria, atau diatom, atau memiliki kemas oolitik. Masalah perbedaan felsit dengan rijang dibahas oleh Wolf (1971).

Masalah identifikasi lain yang perlu dikemukakan di sini adalah perbedaan antara partikel karbonat mikritik dan intraklastik terigen dengan partikel karbonat intrabasinal. Partikel karbonat intrabasinal sering ditemukan dalam kalkarenit. Partikel karbonat terigen umumnya dolomitik kasar. Partikel karbonat terigen cenderung untuk berasosiasi dengan fragmen batuan terigen lain.

Ketahanan (*durability*) fragmen batuan sangat bervariasi. Rijang dan fragmen felsitik cenderung selamat dari aksi abrasi; fragmen sekis, di lain pihak, sangat rentan terhadap penghancuran (Cameron & Blatt, 1971). Karena itu, pengangkutan yang pendek terimplikasikan oleh pasir yang mengandung banyak fragmen batuan seperti itu.

7.3.3.4 Mika

Mika detritus ditemukan dalam batupasir, terutama *lithic sandstone*, *graywacke*, dan arkose. Karena berbentuk lembaran dan, meskipun memiliki densitas yang tinggi dan ukuran yang besar, mika cenderung ditemukan bersama-sama dengan pasir halus dan lanau. Mika tidak ditemukan dalam pasir yang tercuci bersih.

Baik biotit maupun muskovit sering ditemukan dalam pasir. Biotit dalam banyak kasus berubah menjadi klorit atau, pada kasus-kasus istimewa, menjadi glaukonit (Gallagher, 1935).

Mika muncul dalam bentuk lembaran utuh atau lembaran yang hancur menjadi partikel-partikel kecil. Apabila bersentuhan dengan partikel yang lebih tegar, lempeng-lempeng mika yang berukuran relatif besar cenderung terlenkungkan atau ter-deformasi akibat kompaksi. Lembaran mika cenderung terorientasi pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan. Mika ditemukan dalam jumlah relatif banyak dalam batupasir halus. Dalam beberapa batuan, lembaran mika terkonsentrasi pada bidang perlapisan sedemikian rupa sehingga memberikan kilau tersendiri pada bidang tersebut dan akan memperjelas penyubanan pada bidang perlapisan tersebut.

Lempeng mika dapat membundar baik. Menurut Krynine (1940), hal itu mengindikasikan aliran lambat, di dalam aliran mana ada unsur-unsur pergerakan maju-mundur. Lempeng biotit berbentuk heksagonal sempurna yang ditemukan dalam beberapa sedimen diperkirakan merupakan bagian dari debu vulkanik (Krynine, 1940).

Mika detritus berasal dari granit dan gneiss yang mengandung mika serta dari sekis mika. Mika detritus banyak ditemukan dalam *phyllarenite*. Mika digunakan sebagai kriteria sedimentasi kontinental atau litoral (Lahee, 1941). Hal itu sebenarnya terjadi karena sebagian besar aluvium sungai besar dan endapan delta berupa *lithic sandstone* yang berasal dari provenansi campuran sedimen dan metamorf. Mika pernah ditemukan dalam turbidit, dimana kelimpahan mika pada bagian distal lebih tinggi dibanding kelimpahannya pada bagian proksimal dari kipas bawahlaut (Lovell, 1969).

7.3.3.5 Mineral Berat

Salah satu kategori mineral penyusun batuan sumber yang biasanya mampu bertahan terhadap proses-proses penghancuran adalah apa yang dikenal sebagai "mineral berat" ("*heavy minerals*"). Mineral berat merupakan mineral tambahan minor dalam batupasir dan dicirikan oleh berat jenisnya yang relatif tinggi (lebih tinggi daripada berat jenis bromoform yang berharga 2,85). Mineral berat dalam batupasir jarang hadir dalam proporsi > 1% (umumnya < 0,1%). Mineral berat berasal dari mineral tambahan minor dalam batuan sumber. Pada kondisi istimewa, mineral berat merupakan sisa-sisa mineral batuan sumber

yang terutama disusun oleh mineral mafik yang tidak stabil. Zirkon adalah salah satu contoh mineral tambahan yang stabil, sedangkan hornblenda merupakan contoh mineral mafik yang dapat hadir dalam jumlah yang cukup melimpah dalam batuan sumber, namun tidak stabil sehingga mungkin hanya ditemukan dalam jumlah yang sedikit dalam batupasir, bahkan mungkin tidak ditemukan sama sekali. Jumlah dan jenis mineral berat dalam batupasir sangat bervariasi. Dalam beberapa endapan plaser dapat ditemukan 2–20 spesies mineral berat dengan kelimpahan satu per beberapa ratus persen. Dalam kebanyakan batupasir, mineral berat hadir dalam jumlah $< 1\%$.

Apabila berperan sebagai mineral baru yang berasal dari batuan kristalin, mineral berat hanya sedikit terhancurkan. Fragmen yang mengandung belahan dan kristal yang lebih kurang euhedral mencirikan kumpulan mineral berat yang baru. Jika berasal dari sedimen tua, spesies mineral berat yang kurang stabil cenderung tidak ditemukan, sedangkan spesies yang relatif stabil akan muncul dalam bentuk yang membundar.

Demikian jarangya mineral berat dalam batupasir sehingga dalam satu sayatan tipis kita mungkin hanya akan menemukan 1 atau 2 buah saja. Untuk meneliti mineral berat, kita perlu mengkonsentrasikan dan mengisolasi dari mineral ringan yang berasosiasi dengannya. Metoda-metoda untuk memisahkan mineral berat telah dijelaskan dalam beberapa buku ajar baku untuk petrografi sedimen, misalnya karya Krumbein & Pettijohn (1938), Milner (1962), Müller (1964), serta Carver (1971).

Pemelajaran residu mineral berat dalam beberapa kasus terbukti bermanfaat untuk korelasi stratigrafi karena, secara teoritis, setiap satuan stratigrafi mengandung kerabat mineral tambahan minor yang berbeda karakter dan kelimpahannya (Boswell, 1933; Milner, 1962). Bahwa hal itu benar adanya telah terbukti berkali-kali dan menjadi dasar untuk "korelasi petrografi" (*"petrographic correlation"*). Keberhasilan korelasi seperti itu tidak hanya tergantung pada pengenalan asosiasi mineral tertentu, namun juga pada varietasnya serta pada perubahan proporsi mineral penyusunnya dari waktu ke waktu. Setiap massa batuan baru yang tidak tertutupi oleh batuan lain akan menyumbangkan spesies atau varietas baru pada sedimen atau perubahan-perubahan proporsi spesies yang semula ada.

Korelasi itu menjadi makin kompleks karena adanya perombakkan sedimen tua sedemikian rupa sehingga endapan baru dapat memiliki spesies yang sama dengan sedimen asalnya.

Masalah penafsiran kerabat mineral berat lebih terkomplikasikan lagi karena adanya pengaruh pelarutan selektif yang dialami kumpulan mineral tersebut setelah diendapkan. Karena itu, kumpulan aktual dari mineral berat merupakan fungsi dari batuan sumber dan stabilitas mineral (dan, oleh karena itu, kapasitas mineral untuk bertahan dalam profil tanah dan dalam sedimen). Pertanyaan-pertanyaan mengenai stabilitas dan pelarutan intrastrata telah menjadi bahan perdebatan panjang diantara para ahli (Boswell, 1933; Pettijohn, 1941; van Andel, 1952, 1959; Weyl, 1950).

Hingga disini dapat disimpulkan bahwa kerabat mineral berat terbukti merupakan penunjuk yang sangat berharga untuk mengetahui jenis batuan sumber (Boswell, 1933; Feo-Codecido, 1956). Sebagian mineral mencirikan batuan sumber tertentu. Sebagian lain, misalnya kuarsa, boleh dikatakan muncul dalam hampir setiap batuan sumber. Pada kasus ini, gejala tertentu seperti inklusi dan warna berperan sebagai penunjuk batuan sumber. Penelitian Krynine (1946a) terhadap turmalin, dimana dia mengenal adanya 13 varietas atau sub-tipe, serta penelitian Vitanage (1957) terhadap zirkon melukiskan penggunaan gejala-gejala tersebut. Hubungan antara mineral berat dengan provenansi akan dibahas lebih jauh pada Bab 13.

Penyebaran kerabat mineral berat tertentu didefinisikan sebagai mandala petrologi sedimen (*sedimentary petrologic province*). Pemetaan mandala-mandala seperti itu banyak meningkatkan pengetahuan kita mengenai arus purba dan paleo-geografi. Untuk mengetahui lebih jauh kaitan antara mandala petrologi sedimen dengan arus purba dan paleogeografi, pembaca dipersilahkan untuk menelaah karya tulis Pettijohn & Potter (1963). Contoh pemanfaatan mineral berat untuk mengetahui mandala petrologi sedimen diperlihatkan oleh Füchtbauer (1964) berdasarkan hasil penelitiannya terhadap batupasir dalam German Molassa. Masalah ini akan dibahas lebih jauh pada Bab 14.

7.3.3.6 Kalsit, Dolomit, dan Siderit

Karbonat paling sering muncul dalam batupasir sebagai semen, meskipun dapat juga muncul sebagai fragmen batuan dan, khusus untuk kalsit, sebagai material penyusun detritus fosil dan rangka.

Kalsit merupakan material penyemen yang biasa ditemukan dalam batupasir. Dalam batupasir Mesozoikum dan Keno-zoikum, batupasir yang tersemenkan oleh kalsit mungkin sama jumlahnya dengan batupasir yang tersemenkan oleh kuarsa (Tallman, 1949). Dalam batupasir yang tersemenkan sebagian, kalsit akan tampak di bawah mikroskop sebagai endapan seperti rumbai-rumbai pada batas partikel pasir. Walau demikian, dalam kebanyakan batupasir yang tersemenkan oleh karbonat, kalsit membentuk mosaik kristalin diantara partikel-partikel detritus. Setiap ruang pori terisi oleh satu kristal tunggal atau, paling banyak, oleh dua atau tiga kristal seperti itu. Dalam beberapa batupasir, kristal kalsit berukuran cukup besar (diameternya ≥ 1 cm). Batupasir seperti itu dikatakan memperlihatkan *luster-mottling*. Sementasi yang tidak lengkap pada batupasir seperti itu menyebabkan terbentuknya kristal pasir (*sand crystal*), yakni euhedra kalsit berukuran besar, biasanya scalenohedra, yang dimuati oleh inklusi-inklusi pasir detritus. Pembahasan yang lebih mendetil mengenai kristal tersebut dan tentang konkresi kalsit dalam batupasir dapat ditemukan pada Bab 12.

Dalam beberapa batupasir, partikel-partikel kuarsa "mengambang" dalam medan material karbonat. Batupasir seperti itu ditafsirkan sebagai campuran asli dari kuarsa klastika dengan karbonat klastika. Karbonat klastika itu kemudian mengalami rekristalisasi dan tidak memperlihatkan jejak-jejak asal-usulnya.

Dolomit juga diketahui berperan sebagai penyemen dalam batupasir. Dalam sebagian batupasir, dolomit dapat pula berperan sebagai detritus, baik sebagai fragmen batuan dolomitik maupun sebagai kristal dolomit detritus berukuran besar (Sabins, 1962).

Semen siderit ditemukan dalam beberapa batupasir. Walau demikian, karena tidak stabil dan karena mudah teroksidasi, semen siderit hanya dapat ditemukan dalam inti bor atau

dalam sampel batuan yang masih segar. Semen siderit jarang atau tidak pernah ditemukan dalam singkapan.

7.3.3.7 Mineral Lempung dan Mineral Silikat Lain

Mineral lempung tertentu—misalnya kaolinit, monmorilonit, klorit, berbagai jenis zeolit, dan glaukonit—berperan sebagai material pembentuk batupasir tertentu. Sebagian mineral lempung itu merupakan material detritus, meskipun umumnya merupakan material diagenetik.

Kaolinit ditemukan dalam ruang pori beberapa batupasir sebagai semen "membongkah" yang terkristalisasi dengan baik. Mineral ini jelas merupakan presipitat yang berasal dari larutan (Glass dkk, 1956).

Serisit dan klorit merupakan material utama penyusun matriks *wacke*. Kedua mineral itu dipandang oleh sebagian ahli sebagai lumpur yang diendapkan bersamaan dengan partikel pasir yang ada disekitarnya serta sebagai produk autigen hasil penghancuran fragmen batuan tidak stabil. Masalah matriks dalam *wacke* ini akan dibahas lebih jauh pada bagian 7.5.3.

Berbagai jenis zeolit juga ditemukan dalam batupasir, terutama pasir vulkaniklastik dan pasir lain yang mengandung material vulkanik (terutama gelas). Zeolit yang biasa ditemukan dalam batupasir adalah analsim, laumontit, heulandit, klinoptilolit, dan mordenit. Mineral-mineral itu merupakan mineral diagenetik (Hay, 1966).

Glaukonit merupakan material penyusun minor dalam beberapa batupasir dan menjadi material utama penyusun *greensand*. Glaukonit biasanya muncul sebagai partikel berukuran pasir, berbentuk hampir seperti bola, penampangnya berbentuk *poly-lobate*, dan di bawah mikroskop tampak disusun oleh material mikrokristalin yang berwarna kuning-hijau hingga hijau rumput. Mineralogi glaukonit telah dibahas oleh Gruner (1935), Burst (1958), dan Foster (1969). Burst (1958) secara khusus memperlihatkan bahwa material yang disebut sebagai "glaukonit" memiliki komposisi dan struktur kristal yang bervariasi. Burst (1958) menyatakan ada empat spesies glaukonit; sebagian diantaranya mengandung

kalium dalam jumlah yang rendah. Kandungan besi dalam glaukonit tergantung pada konsentrasi besi dalam lingkungan pembentukannya. Kadar kalium dalam glaukonit juga bervariasi. Rendahnya kadar kalium dalam glaukonit mengindikasikan ketidakmatangan atau degenerasi (Foster, 1969).

7.3.3.8 Kolofan

Beberapa batupasir bersifat fosfatik. Kolofan, yakni fluorapatit karbonat amorf yang kompleks, muncul sebagai fragmen rangka dan/atau nodul fosfat, kadang-kadang juga sebagai ooid. Dalam batupasir yang berasosiasi dengan fosforit, kolofan ditemukan dalam jumlah yang melimpah, baik sebagai unsur penyusun rangka maupun sebagai semen kristal renik yang menyelimuti partikel kuarsa atau sebagai material mikrokristalin pengisi ruang pori (Bushinsky, 1935; Cressman & Swanson, 1964).

7.3.4 Komposisi Kimia Batupasir

Komposisi batupasir dapat dinyatakan dalam komposisi kimia ruah (*bulk chemical composition*). Analisis kimia ruah seperti itu sangat bermanfaat. Pasir (dan sedimen lain), pada dasarnya merupakan produk dari proses-proses fraksinasi kimia dan mekanis berskala besar yang, meskipun kurang sempurna, seringkali mendorong diperolehnya hasil-hasil yang menakjubkan. Proses-proses tersebut, apabila berlangsung dalam waktu yang lama, akan menyebabkan terpisahnya unsur-unsur ke dalam produk akhir yang secara kimia lebih kurang homogen. Untuk memahami sepenuhnya proses-proses geokimia dan evolusi berbagai tipe sedimen, kita perlu melakukan analisis kimia. Data analisis kimia seperti itu akan memberikan suatu norma atau "*bench mark*" untuk mempelajari produk-produk metamorfisme tingkat tinggi serta untuk mempelajari apa yang diperoleh dan apa yang hilang jika proses itu tidak isokimia atau untuk memastikan asal-usul produk akhir pada saat tekstur dan struktur asli dari sedimen tidak dapat dikenal lagi. Analisis seperti itu juga bermanfaat untuk pasir halus atau pasir yang mengandung matriks berbutir halus

dimana *modal analysis* sukar untuk dilaksanakan. Kita memerlukan data kimia, khususnya data kimia rata-rata, untuk mempelajari kesetimbangan massa dan aliran material dalam evolusi bumi secara keseluruhan.

Komposisi kimia pasir (serta batuan lain pada umumnya) biasanya dilaporkan oleh para analis dalam satuan "oksida". Kadar oksigen sendiri sebenarnya tidak ditentukan secara langsung. Karena itu, praktek untuk melaporkan hasil analisis kimia dalam satuan "oksida" sebenarnya didasarkan pada asumsi bahwa unsur-unsur yang ada berkombinasi dengan oksigen dalam proporsi-proporsi stoikiometris. Asumsi itu sebenarnya tidak selalu sah. Sebagai contoh, jika sulfida besi hadir dalam batuan, jelas tidak benar apabila kita melaporkan kehadiran besi dalam FeO dan sulfur dalam SO₃. Untungnya, dalam kebanyakan sedimen, sulfida jarang ditemukan dan pengecualian seperti itu dan pengecualian lain secara umum tidak penting.

Kehandalan dan kelengkapan analisis kimia sangat bervariasi. Untuk mengevaluasi dan memanfaatkan data analisis kimia, kita perlu memiliki kebijaksanaan dan pengetahuan mengenai metoda analisis kimia. Washington (1930) membahas secara menarik masalah kelengkapan analisis kimia serta metoda untuk mengevaluasinya. Banyak analisis tidak lengkap, bahkan unsur-unsur utama juga tidak ditentukan secara terpisah. Sebagian analis, misalnya saja, melaporkan bahwa sebagian senyawa "hilang terbakar" ("*loss on ignition*"). Senyawa itu mencakup air (baik air bebas maupun air yang bergabung dengan unsur lain), karbon dioksida, sulfida belerang, dan karbon atau material organik. Titanium, salah satu unsur yang penting, mungkin tidak ditentukan. Jika tidak dilaporkan, nilainya digabungkan ke dalam angka alumina (Al₂O₃) sehingga menyebabkan nilai alumina menjadi terlalu tinggi. Dalam banyak sedimen, alkali Na₂O dan K₂O tidak ditentukan secara terpisah. Material penyusun minor—MnO, P₂O₅, BaO, SO₃, S, bahkan CO₂—biasanya dilewat. Analisis yang tidak lengkap seperti itu pada gilirannya akan menjadi penghambat dalam pemelajaran sedimen.

Oksida yang dilaporkan oleh seorang analis biasanya tidak muncul dalam bentuk seperti itu, melainkan bergabung dengan oksida lain untuk membentuk mineral. Karena itu, hasil

analisis kimia batupasir hanya akan dapat dipahami oleh orang yang memiliki pengetahuan mengenai komposisi mineral batupasir. Selain itu perlu ditekankan disini bahwa hasil analisis kimia ruah batupasir tidak membedakan apakah suatu oksida berasal dari unsur penyusun rangka atau dari semen. Untuk alasan itulah hasil analisis batupasir tidak dapat dibandingkan dengan hasil analisis pasir masa kini yang berasal dari batupasir tersebut. Hal lain yang perlu diingat adalah bahwa komposisi mineral—dan, oleh karena itu, komposisi kimia sedimen klastika—tergantung pada besar butirnya. Sejalan dengan makin menurunnya besar butir, kadar kuarsa juga akan menurun, sedangkan kadar mineral lempung akan bertambah. Dengan demikian, sejalan dengan menurunnya besar butir, akan terjadi pula penurunan kadar SiO_2 dan kenaikan kadar Al_2O_3 dan K_2O . Hal ini terlihat dengan jelas dalam tabel 8-1.

Berbeda dengan mineral penyusun batuan beku, mineral penyusun batupasir bukan merupakan kumpulan kesetimbangan. Karena itu tidak mungkin bagi kita untuk menghitung suatu komposisi "normatif" dari hasil analisis kimia sebagaimana yang biasa dilakukan dari hasil analisis kimia batuan beku.

Tabel 7-3 memperlihatkan variasi komposisi kimia rata-rata dari pasir terigen yang biasa ditemukan. Dalam tabel itu disertai pula komposisi kimia "batuan beku rata-rata" sehingga para pembaca akan dapat melihat sejauh mana pasir itu telah mengalami fraksinasi. Dari tabel itu jelas terlihat bahwa batupasir kuarsa (*quartz arenite* atau ortokuarsit) merupakan jenis batupasir yang paling banyak terdiferensiasi dan mengalami pengayaan silika dan paling sedikit mengandung unsur lain. Pasir yang tidak terlalu matang akan mengandung feldspar dan mineral lain. Karena itu, jelas sudah bahwa pasir akan memperlihatkan komposisi kimia yang bervariasi, tergantung pada tingkat kematangannya. Selain itu, pasir memperlihatkan komposisi yang jauh lebih bervariasi dibanding serpih. Hal itu terjadi karena pasir merupakan residu batuan sumber yang tidak berubah, sedangkan serpih merupakan produk akhir dari proses-proses dekomposisi. Meskipun khuluk kimia primer dari pasir ditentukan oleh kelengkapan proses-proses pelapukan dan kehebatan fraksinasi mekanis ("pencucian") yang terjadi selama pengangkutan dan pengendapannya,

namun komposisi akhir dari pasir berubah dalam berbagai cara oleh proses-proses diagenesis, terutama dengan masuknya semen pengisi ruang pori.

Ciri-ciri kimia dari setiap kategori utama batupasir dan contoh representatif dari hasil analisis kimia pada setiap kategori itu akan disajikan pada beberapa bagian dari buku ini.

Sebagai kesimpulan, komposisi kimia ruah batupasir tergantung pada, dan berubah cukup besar, oleh sementasi. Komposisi suatu kategori batupasir lebih jauh ditentukan oleh cara-cara pendefinisian kategori batupasir itu sendiri.

7.4 PENGGOLONGAN BATUPASIR

Masalah penggolongan batuan sedimen pertama kali dibahas secara serius oleh Grabau (1904). Masalah itu kemudian dikaji ulang oleh Krynine (1948), Pettijohn (1948, 1954), Shrock (1946, 1948), dan Rodgers (1950). Akhir-akhir ini literatur mengenai penggolongan batuan sedimen, khususnya penggolongan batupasir, telah menjadi sangat banyak. Status penggolongan batupasir sekali lagi dikaji ulang oleh Klein (1963), McBride (1963), Okada (1971), serta Pettijohn dkk (1972). Para pembaca dipersilahkan untuk menelaah karya-karya tulis tersebut untuk mengetahui sejarah perkembangan penggolongan batupasir serta memahami filosofi yang melandasi penggolongan dan tatanama batupasir.

Sebagian besar ahli sepakat bahwa batupasir paling baik dicandra—dan, oleh karena itu, digolongkan—berdasarkan tekstur dan komposisi mineralnya. Komposisi terbukti sangat bermanfaat dan, dengan beberapa pengecualian, digunakan sebagai dasar dalam semua sistem penggolongan batupasir. Semua ahli sepakat untuk memisahkan mineral penyemen dari mineral yang berperan sebagai unsur rangka batuan serta memakai komponen detritus sebagai parameter untuk mengenal kategori batupasir. Pengamatan terhadap batupasir (atau pasir terigen masa kini) menunjukkan bahwa komponen utama dari batupasir itu adalah kuarsa, felspar, dan fragmen batuan. Fragmen batuan mencakup fragmen batuan beku berbutir halus (misalnya felsit), fragmen batuan sedimen (misalnya rijang dan batugamping mikritik), dan fragmen batuan metamorf (misalnya batusabak) yang berukuran pasir. Komponen detritus lain jarang ditemukan dalam batupasir dan hanya dalam kasus

istimewa saja komponen itu berperan sebagai material utama penyusun batuan. Contohnya adalah glaukonit dalam pasir hijau (*greensand*) dan magnetit dalam pasir hitam (*black sand*). Dengan demikian, komposisi rangka dapat diungkapkan dengan menyatakan proporsi ketiga tipe komponen utama tersebut di atas yang secara grafis diperlihatkan oleh segitiga sama sisi (gambar 7-3). Kategori utama dari batupasir dapat didefinisikan dengan menyatakan proporsi ketiga komponen utama tersebut. Jika dipandang perlu, segitiga itu kemudian dapat dibagi-bagi ke dalam beberapa bagian dengan merujuk pada pemikiran tertentu.

Sistem penggolongan di atas dapat digunakan untuk menangani pasir biasa, yakni pasir yang memiliki sistem rangka-pori yang terpisah jelas. Skema itu sukar untuk diterapkan pada pasir yang mengandung matriks dalam jumlah yang cukup banyak, yakni pada apa yang disebut sebagai *wacke*. Karena itu, untuk tujuan penggolongan, banyak ahli mengusulkan untuk membagi pasir ke dalam dua kelompok dasar: (1) pasir yang mengandung matriks; dan (2) pasir yang tidak mengandung matriks. Setelah itu, setiap kelompok dapat dibagi-bagi lagi dengan menggunakan skema penggolongan tersendiri. Pembagian pasir terigen menjadi dua kelompok dasar seperti itu dikritik oleh Dickinson (1970) karena sebenarnya sulit untuk menentukan definisi operasional dari istilah "matriks" itu sendiri serta karena adanya masalah-masalah penafsirannya. Meskipun ada kesulitan-kesulitan tersebut, namun skema penggolongan yang diusulkan oleh Pettijohn (1954), yang kemudian disempurnakan oleh Dott (1964), akan digunakan dalam buku ini (gambar 7-4).

Meskipun ada konsensus umum yang menyatakan bahwa ancangan untuk penggolongan batupasir seperti tersebut di atas merupakan ancangan yang paling mudah untuk diterapkan dan mengandung arti yang paling jelas, namun ada beberapa variasi penggunaannya. Penempatan batas dan penamaan beberapa kategori batupasir agak bervariasi (lihat, misalnya saja, Dickinson, 1970). Selain itu, ketaksaan juga muncul karena tidak dijelaskan, misalnya saja, apakah kuarsa polikristalin, terutama yang berwujud rijang, hendaknya dianggap sebagai fragmen batuan atau dianggap sebagai mineral kuarsa.

Ketidakseragaman dalam tatanama terutama muncul sejalan dengan adanya istilah *graywacke*. Istilah yang disebut terakhir ini digunakan oleh Krynine dan Folk untuk menamakan kategori batupasir yang sekarang disebut *lithic sandstone*. Istilah *graywacke* sebagaimana yang didefinisikan oleh Folk umumnya tidak digunakan lagi oleh para ahli dewasa ini dan istilah itu sekarang dipakai dalam pengertian klasik, yakni batupasir abu-abu kehitaman yang banyak mengandung matriks.

Perlu ditegaskan bahwa pemilihan parameter-parameter mineral, yang menjadi dasar penggolongan batupasir (termasuk penggolongan dalam buku ini), tidak hanya memadai untuk memerikan dan menggolongkan batupasir, namun juga memiliki kebenaran genetik tersendiri. Nisbah $Q/(F + Rx)$ merupakan ukuran kasar dari kematangan komposisi. Nisbah itu mengukur kedekatan suatu batupasir dengan tipe batupasir yang paling matang, yakni batupasir kuarsa murni. Nisbah F/Rx mencerminkan provenansi serta dapat digunakan untuk memisahkan *deep-seated provenance* dari *supracrustal provenance*. Batuan *supracrustal*—baik yang berupa batuan beku, batuan sedimen, maupun batuan metamorf—cenderung berbutir halus dan, oleh karena itu, dapat menghasilkan fragmen batuan berukuran pasir. Batuan plutonik yang berbutir kasar hanya menghasilkan partikel mineral berukuran pasir. Sebagian besar batuan beku plutonik mengandung felspar dan hanya menghasilkan felspar sebagai detritus. Nisbah butiran terhadap matriks $[(Q + F + Rx)/matriks]$ agak sukar untuk ditafsirkan. Sedimen dengan matriks melimpah kemungkinan besar merupakan produk *quasi-liquid* atau produk aliran massa dari suatu campuran pasir-lumpur. Suspensi cair biasa akan menghasilkan pasir yang bebas matriks. Dengan demikian, nisbah butiran terhadap matriks dipadang sebagai indeks kecairan (*index of fluidity*). Walau demikian, jika sebagian matriks merupakan produk proses pasca-pengendapan (mungkin diagenesis), maka nisbah itu akan memiliki arti yang berbeda—mungkin merupakan ukuran degradasi unsur-unsur rangka.

Gambar 7-4A memperlihatkan bahwa skema penggolongan yang digunakan dalam buku ini relatif sederhana. Beberapa kategori didefinisikan berdasarkan proporsi kuarsa, felspar, dan fragmen batuan serta berdasarkan kehadiran atau ketidak-hadiran matriks. Batupasir

yang mengandung matriks $\geq 15\%$ termasuk ke dalam golongan *wacke*; batupasir yang mengandung matriks $< 15\%$ disebut batupasir "biasa". Batupasir yang tidak atau hanya sedikit mengandung matriks dibagi menjadi tiga kategori: (1) batupasir kuarsa (*quartz arenite*), yakni batupasir yang mengandung $\geq 95\%$ kuarsa sebagai unsur pembentuk rangka; (2) arkose, yakni batupasir yang mengandung felspar $\geq 25\%$, dimana kadar felspar itu lebih tinggi daripada fragmen batuan; dan (3) *lithic arenite*, yakni batupasir yang mengandung fragmen batuan $> 25\%$. Pada kesempatan ini ada baiknya apabila diperkenalkan beberapa subkelas batupasir biasa yang merupakan transisi antara dua kelas utama. Ke dalam kategori ini termasuk apa yang disebut sebagai *subarkose* dan *sublithic arenite*. *Lithic arenite* sendiri dapat dibagi lebih jauh berdasarkan jenis fragmen batuan yang ada didalamnya (lihat gambar 7-4B). Salah satu varietas yang paling umum adalah batupasir yang fragmen batuan berupa fragmen batuan metamorf tingkat rendah pelitik, misalnya batusabak, filit, dan sekis mika. Batupasir dengan fragmen batuan filoid (*phyllonoid*) seperti itu dinamakan *phyllarenite* (Folk, 1968). Istilah *calclithite* diusulkan oleh Folk (1968) untuk menamakan pasir terigen yang mengandung banyak partikel detritus batugamping dan dolomit. Istilah itu digunakan untuk membedakan batupasir terigen itu dari kalkarenit (*calcarenite*). Istilah yang disebut terakhir ini diusulkan oleh Grabau untuk menamakan pasir karbonat yang dihasilkan oleh presipitasi kimia atau biokimia. Jenis *lithic arenite* yang lain adalah batupasir rijang (*chert arenite*), jika rijang berperan sebagai fragmen batuan detritus dominan, serta batupasir vulkanik (*volcanic arenite*), jika fragmen batuan penyusunnya berasal dari batuan vulkanik yang telah mengalami pelapukan dan erosi.

Wacke juga dapat dibagi lebih jauh menjadi beberapa sub-tipe seperti yang diperlihatkan pada gambar 7-4A. Jenis *wacke* yang paling sering ditemukan adalah *graywacke*. *Graywacke* sendiri dapat dibedakan lebih jauh menjadi dua varietas, yakni (1) *lithic graywacke* jika fragmen batuan yang ada didalamnya memiliki proporsi yang lebih tinggi dibanding felspar; dan (2) *feldspathic graywacke*, jika felspar yang ada didalamnya memiliki

proporsi yang lebih tinggi dibanding fragmen batuan. Tipe *wacke* lain, yang kelimpahannya lebih rendah dibanding *graywacke* dan relatif jarang ditemukan, adalah *quartzwacke*.

Skema penggolongan tersebut di atas terutama didasarkan pada komposisi mineral dan pada dasarnya tidak tergantung pada lingkungan pengendapan batupasir. Batupasir kuarsa, misalnya saja, dapat diendapkan pada gisik, gumuk daratan, atau sungai. Arkose dapat terakumulasi pada kipas daratan atau paparan. Walau demikian, karena karakter batuan sumber merupakan faktor utama yang menentukan komposisi mineral, maka skema penggolongan tersebut juga mencerminkan komposisi daerah sumber (*provenansi*). Karena itu, sebagaimana dikemukakan oleh Krynine (1945), skema tersebut dapat dikaitkan secara tidak langsung dengan tektonik.

Skema penggolongan batupasir hendaknya memperhitungkan pula tekstur dan karakter semen. Aspek-aspek tersebut dapat diakomodasikan dengan pemakaian kata sifat. Sebagai contoh, kita dapat menamakan suatu batupasir sebagai subarkose gampingan yang terpilah baik (*well-sorted, calcareous subarkose*) atau filarenit silikaan yang terpilah buruk (*poorly-sorted, siliceous phyllarenite*).

Banyak istilah digunakan untuk menamakahi berbagai tipe batupasir yang ditemukan di alam. Sebagian nama itu, misalnya—*grit, gannister, flagstone*, dan *brownstone*—berasal dari bahasa sehari-hari ("bahasa pasar") dan menyatakan sifat tertentu atau manfaat tertentu dari batuan tersebut. Banyak nama seperti itu tidak memiliki nilai atau status petrografi apapun. Istilah-istilah lain diciptakan dan dimaksudkan untuk memberikan penamaan yang lebih cermat terhadap tipe petrografi tertentu, misalnya filarenit gampingan (*calcareous phyllarenite*). Sayang sekali, tata peristilahan yang ada selama ini cenderung berkembang terlalu jauh; dewasa ini kita dibebani oleh sekian banyak istilah yang sebenarnya sinonim satu dengan yang lain. Dalam tulisan ini kita mencoba untuk menjaga agar tata peristilahan yang digunakan untuk batupasir relatif mudah ditangani. Untuk mengetahui istilah-istilah khusus yang digunakan untuk menamakan batupasir, terutama dalam literatur lama, para pembaca dipersilahkan untuk menelaah berbagai kamus geologi, karya tulis Allen (1963), dan kompilasi yang disusun oleh Pettijohn dkk (1972).

7.5 PETROGRAFI BATUPASIR

Petrografi batupasir, terutama batupasir yang tidak matang, sangat tergantung pada komposisi batuan sumber. Karena kuarsa merupakan material penyusun dominan dalam pasir, maka sumber dasar dari kebanyakan pasir adalah batuan plutonik yang banyak mengandung kuarsa (granit, monzonit kuarsa, dan gneis yang berkaitan dengan granit dan monzonit kuarsa). Arkose, suatu kategori pasir utama, merupakan produk disintegrasi (tanpa dekomposisi yang berarti) batuan tersebut. Pasir yang kaya akan fragmen batuan (yakni *lithic arenite*) berasal dari batuan yang terletak di bagian atas kerak bumi, bukan dari batuan plutonik. Kuarsa dalam batupasir itu berasal dari batupasir tua, sedangkan fragmen batuan yang ada didalam-nya berasal dari batuan sedimen berbutir halus, batuan metamorf, dan batuan beku efusif. Efek provenansi relatif rendah dalam pasir matang, terutama ortokuarsit atau pasir kuarsa. Semua pasir berevolusi menuju bentuk akhir yang berupa pasir kuarsa. Karena itu, makin dekat karakter dan komposisi suatu pasir terhadap pasir kuarsa, makin sukar kita untuk menentukan sumbernya.

Selain kategori-kategori utama dari pasir tersebut di atas, kita juga mengenal adanya *wacke* (terutama *graywacke*) yang juga merupakan salah satu kategori utama dari batupasir. Kita akan membahas *graywacke* dalam bagian tersendiri nanti.

Petrografi batupasir hendaknya dikaji dengan melakukan pemelajaran dan analisis yang mendetil terhadap sehimpunan sampel genggam yang dipilih secara hati-hati serta pada sayatan tipis. Para pemula akan banyak memperoleh manfaat apabila menelaah karya-karya tulis utama mengenai pasir dan batupasir, termasuk monograf klasik karya Cayeux (1929) dan Hadding (1929) serta karya-karya tulis yang relatif baru (misalnya karya Pettijohn dkk, 1972). Selain itu, perlu pula dikaji hasil penelitian petrografi yang komprehensif terhadap batupasir di daerah tertentu atau dalam formasi tertentu, misalnya karya tulis klasik Krynine (1940) mengenai Third Bradford Sand (Devon) di Pennsylvania. Sebuah daftar mengenai makalah seperti itu disajikan oleh Pettijohn dkk (1972). Sebagian dari makalah itu juga akan disitir pada sub bab ini.

7.5.1 *Feldspathic sandstone* dan Arkose

7.5.1.1 Definisi-Definisi

Istilah *feldspathic sandstone* digunakan untuk menamakan batupasir dimana felspar merupakan detritus penyusun yang penting, biasanya cukup melimpah untuk dapat dilihat dengan mata telanjang. Istilah arkose, di lain pihak, adalah suatu kategori khusus dari *feldspathic sandstone*. Arkose merupakan istilah lama yang asal-usulnya tidak diketahui secara pasti; orang yang pertama-tama memakai istilah arkose adalah Brogniart (Oriol, 1949). Brogniart (1826) menulis makalah yang pertama-tama membahas tentang arkose dan kebenaran geologinya. Pengertian arkose relatif tidak banyak mengalami perubahan sejak dimunculkan pertama kali hampir dua abad yang lalu. Arkose umumnya berbutir kasar dan disusun oleh partikel menyudut, terutama kuarsa dan felspar, serta diasumsikan berasal dari granit atau batuan yang berkomposisi granitik. Kuarsa biasanya berperan sebagai material dominan dalam arkose, meskipun dalam arkose tertentu felspar memiliki kelimpahan yang lebih tinggi dibanding kuarsa. Material lain penyusun arkose memiliki kelimpahan yang lebih rendah dibanding kuarsa dan felspar.

7.5.1.2 Arkose

Hingga dewasa ini para ahli belum sepakat untuk menentukan berapa jumlah felspar minimum yang harus dimiliki oleh suatu batupasir agar batupasir itu masih dapat dinamakan arkose. Allen (1936) menempatkan limit bawah pada angka 25%; Krynine (1940) menempatkan limit bawah pada angka 30%, namun kemudian (Krynine, 1948) diubah menjadi 25%. Pettijohn (1949) menyetujui limit bawah diletakkan pada angka 25% dan mengusulkan agar istilah *feldspathic sandstone* digunakan secara terbatas untuk menamakan batupasir yang mengandung felspar 10–25% dari semua material detritus yang ada didalamnya. Istilah subarkose dewasa ini digunakan untuk menamakan apa yang dulu disebut sebagai *feldspathic sandstone* oleh Pettijohn (1949). Arkose didefinisikan ulang oleh Pettijohn (1954) untuk menamakan batupasir yang mengandung 25% atau lebih

material labil (felspar dan fragmen batuan), dimana 50% atau lebih dari material labil itu berupa felspar. Dengan merujuk pada definisi ini, arkose dapat mengandung felspar paling tidak 12,5%.

Definisi arkose yang dikemukakan di atas gagal untuk membedakan arkose yang sebenarnya dari *feldspathic graywacke* karena sebagian *feldspathic graywacke* mengandung felspar > 25%. Menurut definisinya, *graywacke* mengandung matriks dalam jumlah yang relatif banyak, sedangkan arkose mengandung semen (biasanya kalsit). Walau demikian, sebagian arkose juga mengandung lempung diantara partikel-partikel penyusun rangka. Bagaimana kita dapat membedakan arkose seperti itu dari *feldspathic sandstone*? Secara umum, arkose memang berasal dari hasil disintegrasi batuan granitik yang kaya akan K-felspar. Di lain pihak, felspar yang biasa mencirikan *graywacke* adalah Na-felspar. Berbeda dengan arkose, *graywacke* juga kaya akan berbagai varietas fragmen batuan yang asal-usulnya beragam. Secara umum, matriks *graywacke* merupakan material kloritik, sedangkan lempung dalam *arkosic wacke* cenderung berupa lempung kaolinitik dan umumnya berwarna merah karena adanya pigmen besi. Perbedaan komposisi itu secara umum berasosiasi dengan modulus keterdapatan yang berbeda serta dengan susunan internal atau struktur yang juga berbeda. Hubungan antara beberapa tipe pasir tersebut di atas dilukiskan secara diagramatis pada gambar 7-5.

7.5.1.3 Kemas dan Komposisi

Arkose umumnya berbutir kasar serta terutama disusun oleh kuarsa dan felspar. Batuan ini biasanya berwarna merah muda atau kemerahan. Warna itu muncul karena pengaruh felspar yang ada didalamnya atau, dalam beberapa kasus, karena adanya matriks lempung merah. Sebagian arkose berasal dari batuan granitik atau gneisik yang mengandung felspar abu-abu atau putih sehingga cenderung berwarna abu-abu atau putih, kecuali apabila didalamnya terdapat material pengandung besi.

Mineral utama penyusun arkose adalah kuarsa, meskipun kadang-kadang felspar dapat berperan sebagai material dominan. Karena cenderung kasar, partikel kuarsa penyusun

arkose cenderung berupa kuarsa polikristalin. Sebagian partikel penyusun arkose berupa granul komposit yang disusun oleh kuarsa dan felspar. Partikel penyusun arkose umumnya tidak membundar. Dengan beberapa pengecualian, felspar penyusun arkose berupa mikroklin. Felspar dalam arkose bervariasi mulai dari felspar segar hingga felspar lapuk (terkaolinisasi), atau merupakan felspar yang terlapukkan sebagian. Dalam arkose yang tersemenkan oleh kalsit, felspar penyusunnya dapat memperlihatkan gejala *replacement*, mulai dari sekedar korosi pada sisi partikel felspar hingga *replacement* total. Dalam arkose lain, felspar memperlihatkan regenerasi. Maksudnya, felspar dapat memperlihatkan gejala *overgrowth*, dimana material *overgrowth* itu jernih dan tidak memperlihatkan perkembaran. Mika berbutir kasar, baik yang berupa muskovit maupun biotit (dan biotit yang terkloritisasikan), merupakan material lain yang biasanya hadir dalam arkose. Mika cenderung sejajar dengan bidang perlapisan. Mika itu umumnya terlenkung atau terdeformasi akibat tekanan-tekanan yang diberikan oleh partikel lain yang ada disekitarnya. Biotit dapat mengalami kloritisasi atau berubah akibat oksidasi. Batupasir arkosik dengan provenansi campuran dapat mengandung fragmen batuan dan berubah secara berangsur menjadi *lithic arenite* berbutir kasar.

Kalsit merupakan material penyemen yang sering ditemukan dalam arkose muda. Sebagian arkose tua memperlihatkan *secondary overgrowth* pada felspar dan kuarsa yang ada didalamnya. *Enlargement* seperti itu, jika berlangsung lengkap, akan menghasilkan batuan yang terlitifikasi kuat dan dilihat selintas sangat mirip dengan gneis granit, terutama pada singkapan kecil. Sebagian arkose yang tidak mengandung semen, namun memiliki matriks kaolinitik, umumnya berwarna merah karena adanya pigmentasi oksida besi. Batuan seperti itu dinamakan batumerah (*redstone*) oleh Krynine (1950).

Komposisi kimia ruah arkose mencerminkan komposisi mineralnya. Dominansi kuarsa dan felspar dalam arkose terlihat dari tingginya kadar SiO_2 , Al_2O_3 , dan K_2O dalam batuan tersebut. Jika tersemenkan oleh kalsit, CaO dan CO_2 akan menjadi senyawa dominan. Arkose biasanya dapat dibedakan dari batupasir kuarsa (ortokuarsit) karena kadar SiO_2 dalam arkose lebih rendah, sedangkan kadar Al_2O_3 dan K_2O dalam arkose lebih tinggi.

dibanding ortokuarsit. Arkose berbeda dari *graywacke* karena relatif kaya akan K_2O , namun relatif miskin akan Na_2O . Lihat gambar 7-6. Berbeda dengan arkose, *graywacke* cenderung kaya akan MgO . Kadar besi total dalam *graywacke*, khususnya FeO , mencerminkan matriksnya yang bersifat kloritik.

7.5.1.4 Varietas dan Cara Terdapatnya

Arkose muncul baik sebagai residuum yang mirip dengan selimut dan terletak di bagian dasar paket batuan sedimen yang menindih *granite terrane* atau sebagai endapan tebal berbentuk baji yang berselingan dengan konglomerat pengandung granit serta dengan batulanau dan serpih merah.

Basal arkose, karena tipis dan lapisannya relatif tidak berkesinambungan, jarang ditemukan dalam volume yang besar. Ke atas, *basal arkose* dapat berubah cepat menjadi pasir biasa yang miskin akan felspar. Salah satu contoh terbaik dari arkose adalah bagian bawah Lamotte Sandstone (Kambrium) di daerah Ozark, Missouri, dimana formasi itu terletak di atas granit Prakambrium (Ojakangas, 1963). *Basal arkose* merupakan residuum yang sedikit terombakkan. Mundurnya laut ke arah darat di daerah batuan granitik menyebabkan terombakkannya arkose yang semula menyelimuti batuan granit itu. Perombakan dan penghilangan bagian halus yang meluruh menyebabkan tersisnya residu felspatik yang, apabila terkonsolidasi, akan disebut arkose atau subarkose, tergantung kadar felspar yang terkandung didalamnya. Material seperti itu memiliki penyebaran yang terbatas, yakni hanya pada bagian bawah formasi atau pada baji perselingan *granite wash* di dekat dasar atau berasal dari perbukitan granit yang terkubur. Pada beberapa kasus, residuum itu demikian sedikit terombakkan dan sedikit terdekomposisi sehingga, ketika terlififikasi, endapannya sangat mirip dengan granit. Endapan seperti itu biasa disebut *recomposed granite* atau *reconstitute granite*. Batuan seperti itu dapat dikenal secara keliru dalam singkapan kecil, dalam keratan pengeboran, atau dalam inti bor. Pada inti bor, sukar bagi kita untuk mengetahui apakah kita telah mencapai "*basement*" granitik atau apakah kita baru menembus suatu lidah *granite wash*. Dalam singkapan sekalipun, terutama dalam

beberapa *Precambrian terrane* dimana batuan-batuan *welded* akibat metamorfisme, kontroversi dapat berkembang berkaitan dengan meta-arkose: apakah batuan itu merupakan sedimen arkosik, granit, atau sedimen yang mengalami granitisasi. Kontak antara granit dengan arkose yang merupakan residunya mungkin berangsur dan, jika material yang di atas itu benar-benar material sedimenter, maka kontak itu disebut *gradational unconformity*. Salah satu contoh yang baik dari *gradational unconformity* adalah kontak antara arkose Arkean dengan granit di Danau Saganaga, perbatasan Ontario-Minnesota. Kontak itu telah dibahas oleh Grant (Winchell dkk, 1899) dan Clements (1903).

Kriteria untuk membedakan granit yang sebenarnya dengan *recomposed granite* cukup banyak, namun umumnya sukar untuk diterapkan. Granit yang sebenarnya dapat memperlihatkan *gneissic foliation* samar yang tidak akan hadir jika terjadi disintegrasi lengkap serta hanya mengalami sedikit perombakan. Granit yang sebenarnya juga terpotong oleh aplit dan korok komplementer lain. *Recomposed granite*, jika kita mencoba melihatnya dalam keseluruhan singkapan, biasanya mengandung beberapa fragmen atau kerikil granit serta gejala perlapisan yang samar. Sifat dari *recomposed granite* itu jauh berbeda dengan khuluk granit yang berbutir rata atau dengan tekstur porfiritik dari beberapa batuan intrusi. Arkose yang mengalami sedikit atau tidak mengalami transportasi—*residual arkose*—pada dasarnya tidak terpilah dan biasanya memiliki matriks yang kaya akan lempung, umumnya berwarna merah, dengan kelimpahan $\geq 20\%$. Istilah *redstone* digunakan untuk menamakan *arkosic wacke* tersebut (Krynine, 1950; Hubert, 1960). Batuan yang telah mengalami rekomposisi memiliki prosentase kuarsa yang lebih tinggi dibanding granit. Sedikit pembundaran felspar (felspar ini hendaknya tidak tertukar dengan *resorbed phenocryst*) juga dapat hadir didalamnya. Keratan pengeboran hanya dapat menawarkan kriteria yang relatif sedikit, meskipun sedikit pembundaran dan melimpahnya kuarsa yang menjadi ciri khas dari sedimen mungkin merupakan kriteria yang paling bermanfaat.

Arkose juga muncul sebagai endapan yang berkaitan dengan pengangkatan tubuh granit. Arkose yang berkaitan dengan pengangkatan dan denudasi pluton granit itu

membentuk endapan berbentuk baji yang tebal, biasanya berbutir kasar, dan umumnya konglomeratan. Contoh-contoh yang baik dari tipe arkose itu adalah New Haven arkose, Portland arkose, dan arkose lain yang termasuk ke dalam Newark Series (Trias) di Connecticut dan negara-negara bagian yang terletak di bagian timur Amerika Serikat (Krynine, 1950); endapan arkosik dalam Lyons formation dan Fountain formation (Karbon Awal) di Fort Range, Colorado (Hubert, 1960); Old Red Sandstone di Skotlandia (Mackie, 1948); serta beberapa bagian Molassa Tersier di bagian selatan Jerman dan Swiss (Gasser, 1968). Arkose pada beberapa sabuk mobil bersifat anomali karena felspar yang ada didalamnya merupakan Na-felspar, bukan K-felspar. Gejala seperti itu ditemukan dalam beberapa arkose Arkean (Walker & Pettijohn, 1971) serta Swauk Arkose (Paleosen) di Washington (Foster, 1960). Bagi mereka yang ingin mengetahui lebih banyak contoh-contoh endapan arkosik dengan tipe dan umur yang beragam dipersilahkan untuk menelaah karya tulis klasik yang disusun oleh Barton (1916).

Wilayah perisai secara umum dicirikan oleh endapan granitik sehingga memiliki potensi yang tinggi sebagai penghasil arkose. Arkose yang agaknya berkaitan dengan wilayah perisai adalah Jotnian sandstone (Prakambrium) di Finlandia (Simonen & Kuovo, 1955) dan Swedia (Gorbatscher & Klint, 1961); Sparagmites di Norwegia dan Swedia (Hadding, 1929), pasir Kapur awal (pra-Aptian) di bagian barat Venezuela yang berasal dari Guayana Shield; Kazan Formation (Prakambrium) di Northwest Territories (Donaldson, 1967); serta bagian bawah Lorrain Quartzite (Huronian) di Ontario (Hadley, 1968).

7.5.1.5 Asal-Usul dan Kebenaan Geologi

Konfigurasi lapangan dan komposisi mineral dengan jelas memperlihatkan adanya hubungan yang erat antara arkose dengan provenansi granitik. Dengan demikian, pasir arkosik tersebar secara terbatas pada cekungan lokal atau pada daerah yang detritusnya berasal dari bongkah batuan granitik yang terangkat dan terdenudasi atau di sekitar perisai granitik. Secara petrografi, cekungan penyaliran besar menghasilkan endapan yang beragam dan tidak akan menghasilkan pasir arkosik. Meskipun agak *felspathic*, namun

pasir dalam sungai-sungai besar mungkin bukan berupa arkose, melainkan *lithic sand*. Dengan demikian, arkose memiliki tempat dan waktu yang terbatas dalam rekaman geologi.

Walau demikian, pasir yang kaya akan kuarsa (yakni batupasir kuarsa) juga berasal dari provenansi granitik. Sebenarnya, apabila ditelusuri, semua pasir kuarsa berasal dari batuan pluton yang banyak mengandung kuarsa. Batuan seperti itu merupakan "granit" dalam pengertian luas. Jadi, mengapa sebagian pasir sangat kaya akan felspar, sedangkan pasir lain tidak?

Kebenaan felspar detritus telah menjadi bahan perdebatan hangat di kalangan para ahli. Kehadiran felspar dalam jumlah besar pada beberapa batupasir (arkose) telah mendorong munculnya teori yang menyatakan bahwa kondisi iklim tertentu, yang menyebabkan tertahannya dekomposisi felspar, diperlukan untuk memungkinkan selamatnya dan terakumulasinya felspar dalam sedimen (Mackie, 1899). Karena itu, pembentukan arkose dipostulasikan memerlukan iklim yang sangat kering (yang mengimplikasikan tidak adanya air sedemikian rupa sehingga peluruhan kimia tidak berlangsung baik) atau iklim sangat dingin (yang mengimplikasikan tertahannya aksi kimia). Data yang cukup banyak dewasa ini memungkinkan disenyempurnakannya "teori iklim" itu. Krynine (1935) mengamati pembentukan arkose di bawah kondisi tropis yang lembab, dengan temperatur rata-rata 26°C dan curah hujan tahunan rata-rata 300 cm. Hasilnya menunjukkan bahwa felspar tidak saja terakumulasi dalam sedimen di bawah kondisi seperti itu, namun pemelajaran yang kritis terhadap endapan *feldspathic* purba menghasilkan banyak bukti bahwa banyak diantara endapan itu buikan merupakan produk iklim yang ekstrim. Reed (1928), misalnya saja, mencatat bahwa batupasir Eosen di California, yang mengandung hampir 50% felspar, mengandung flora yang hanya dapat hidup di bawah kondisi hangat-lembab. Catahoula Sandstone di Texas (Eosen?), mengandung flora pesisir tropis meskipun batuan itu mengandung felspar hampir 50% (Goldman, 1915). Sebagaimana dikemukakan oleh Barton (1916), batupasir arkosik yang terbentuk di bawah kondisi lembab mengandung felspar yang tidak atau hanya sedikit terlapukkan. Campuran felspar segar dengan felspar yang sedikit terlapukkan atau berubah dalam beberapa sedimen mungkin dapat diterangkan

sebagai produk *torrential erosion* pada daerah tinggi yang dialasi oleh batuan pengandung felspar di bawah kondisi iklim hangat. Arkose yang terbentuk di bawah kondisi iklim yang ekstrim tidak atau hanya akan mengandung sedikit felspar yang lapuk.

Jika kandungan felspar tidak bergantung pada iklim, lalu apa manfaat dari pengetahuan mengenai kandungan felspar itu? Pelapukan felspar memerlukan tidak saja iklim yang sesuai, namun juga waktu yang relatif panjang. Intensitas proses peluruhan dikontrol oleh iklim, sedangkan lamanya proses-proses itu berlangsung ditentukan oleh relief. Daerah berrelief tinggi mengalami erosi yang relatif cepat sedemikian rupa sehingga felspar di daerah seperti itu dapat terhindar dari penghancuran. Felspar yang tidak terhancurkan itu kemudian masuk ke dalam cekungan pengendapan. Jika reliefnya rendah, laju erosi juga rendah dan, jika iklimnya sesuai, felspar akan terdekomposisi seluruhnya. Dengan demikian, kehadiran atau ketidakhadiran felspar merupakan hasil kesetimbangan antara laju dekomposisi dengan laju erosi. Jadi, arkose merupakan indeks dari ekstrimitas iklim dan aktivitas tektonik. Apakah sekumpulan felspar lebih mencerminkan kondisi iklim atau kondisi tektonik, hal itu harus dikaji lebih mendalam dengan menggunakan kriteria lain yang lebih dari sekedar kehadiran atau ketidakhadiran felspar.

7.5.2 *Lithic sandstone* dan *Subgraywacke*

7.5.2.1 Definisi-Definisi

Batupasir yang mengandung fragmen batuan dalam jumlah yang lebih tinggi dibanding felspar disebut *lithic sandstone* (Pettijohn, 1954), *lithic arenite* (Williams dkk, 1954), atau *litharenite* (McBride, 1963). *Litharenite* analog dengan *lithic tuff*, yakni *tuff* yang banyak mengandung fragmen batuan. Proporsi fragmen batuan dalam batupasir sangat bervariasi. Hanya batupasir yang mengandung fragmen batuan $\geq 25\%$ saja yang layak untuk disebut *lithic arenite*. Batupasir yang mengandung fragmen batuan 10–25% merupakan bentuk transisi yang kemudian dinamakan *sublitharenite* (McBride, 1963) atau protokuarsit (*protoquartzite*). Istilah protokuarsit diusulkan oleh Krynine (Payne dkk, 1952).

Krynine menggunakan istilah *graywacke* untuk menamakan *graywacke* klastik tipe Pegunungan Harz maupun *lithic arenite*. Sebenarnya, sebagaimana didefinisikan pertama kali oleh Krynine (1940), istilah *graywacke* hanya dapat diterapkan pada *lithic arenite*. Krynine (1945) kemudian mendefinisikan ulang istilah itu dan menyatakan adanya dua tipe *graywacke*, yakni: (1) *high-rank graywacke*, yakni *graywacke* yang banyak mengandung felspar; dan (2) *low-rank graywacke*, yakni *graywacke* yang miskin akan felspar. Jadi, *low-rank graywacke* memiliki definisi yang mirip dengan *lithic arenite*. Pengertian dan tata peristilahan seperti itu selama beberapa lama diikuti oleh Folk (1954), namun sudah tidak dipakai lagi pada masa sekarang. Sebagai gantinya, untuk batuan tersebut digunakan istilah *litharenite* (Folk dkk, 1970).

Istilah *subgraywacke* digunakan pertama kali untuk menamakan suatu tipe transisi antara batupasir kuarsa dengan *gray-wacke* (Pettijohn, 1949). Sebagaimana didefinisikan pertama kali, *subgraywacke* mengandung felspar < 10% dan mengandung matriks > 20%. Istilah itu kemudian didefinisikan ulang (Pettijohn, 1954) sebagai batupasir yang mengandung matriks < 15% dan mengandung 25% butiran labil, di dalam butiran labil mana fragmen batuan lebih banyak dibanding felspar. Dengan definisi seperti itu, *subgraywacke* pada dasarnya merupakan *lithic arenite*. *Subgraywacke*, dan *lithic arenite* pada umumnya, sekilas tampak mirip dengan *graywacke*, terutama dalam hal warna dan kandungan fragmen batuan.

7.5.2.2 Pemerian Umum dan Varietas

Lithic arenite umumnya berwarna abu-abu muda dengan kadar fragmen batuan yang cukup tinggi, terutama fragmen batuan sedimen dan fragmen batuan metamorf tingkat rendah. Biasanya banyak mengandung lempeng mika. Kuarsa penyusun batuan ini umumnya menyudut tanggung hingga membundar, sedangkan felspar jarang dan hanya ditemukan di beberapa tempat, bahkan mungkin tidak ada sama sekali. Secara keseluruhan, pasir itu terpilah cukup baik dan partikel penyusunnya diikat oleh semen (biasanya semen kuarsa atau kalsit). Matriks jarang atau tidak ditemukan dalam batupasir

ini, meskipun matriks semu (*pseudomatrix*) yang terbentuk akibat penghancuran partikel lempung atau akibat presipitasi lempung autigenik mungkin ada.

Fragmen batuan penyusun *lithic arenite* tidak hanya banyak, namun juga bervariasi. *Lithic arenite* dapat mengandung selusin atau lebih tipe fragmen batuan. Dalam beberapa *lithic arenite*, fragmen batuan vulkanik ditemukan secara melimpah; dalam *lithic arenite* lain, fragmen batuan yang banyak ditemukan adalah fragmen batuan sedimen dan fragmen batuan meta-morf. *Lithic arenite* yang banyak mengandung detritus batuan vulkanik disebut batupasir vulkanik (*volcanic sandstone*) atau batupasir vulkaniklastik (*volcaniclastic sandstone*). Batuan itu hendaknya tidak tertukar dengan batupasir piroklastik (*pyroclastic sandstone*; *pyroclastic arenite*) yang merupakan produk langsung dari letusan gunungapi. Secara umum, fragmen batuan vulkanik asam cenderung lebih banyak ditemukan; fragmen batuan vulkanik basa cenderung berubah menjadi matriks. Sebagian besar *lithic arenite* mengandung fragmen batuan metamorf tingkat rendah filitik, misalnya batusabak, filit, dan sekis serisit. Batu-pasir yang banyak mengandung fragmen batuan seperti itu dinamakan batupasir sekis (*schist arenite*) (Krynine, 1937). Istilah filarenit (*phyllarenite*) (Folk, 1968) juga digunakan untuk menamakan batuan seperti itu. Istilah yang disebut terakhir ini digunakan karena banyaknya mika, baik sebagai fragmen batuan maupun sebagai lembaran detritus dalam batupasir tersebut. Banyak *lithic arenite* kaya akan fragmen batuan sedimen. Ada dua varietas batupasir tersebut yang perlu diketahui. Pertama, batupasir rijang (*chert arenite*). Sebagai contoh, rijang membentuk 20–90% Cutbank Sandstone (Kapur) di Montana (Sloss & Feray, 1948). Pasir Jura yang sangat kaya akan rijang dan terletak di Montana (Suttner, 1969) juga termasuk ke dalam kategori ini. Kita perlu ekstra hati-hati dalam membedakan rijang detritus dari partikel batuan riolitik yang telah mengalami devitrifikasi. Hal itu tidak mudah untuk dilakukan. Pasir yang kaya akan rijang mungkin mengindikasikan asal-usul yang relatif dekat dengan daerah sumber, baik dari *terrane* batugamping rijang di daerah iklim lembab atau dari formasi rijang berlapis.

Karbonat detritus banyak ditemukan dalam *lithic arenite* tertentu. Batupasir yang kaya akan karbonat detritus dinamakan *calclithite* (Folk, 1968). Istilah *calclithite* dimunculkan

untuk membedakan batupasir itu dari kalkarenit (*calcarenite*). Istilah yang disebut terakhir ini biasanya digunakan untuk menamakan pasir karbonat yang material penyusunnya berupa partikel rangka, oolit, dan material lain yang terbentuk dalam cekungan pengendapan. Pasir karbonat detritus yang merupakan endapan terigen sering ditemukan dalam lingkungan masa kini, namun relatif jarang ditemukan dalam rekaman geologi. Dolomit detritus banyak ditemukan dalam batupasir Kapur di western interior, Amerika Serikat (Sabins, 1962). Baik dolomit detritus maupun batugamping detritus banyak ditemukan dalam batupasir Molassa di bagian utara Pegunungan Alpina (Füchtbauer, 1867b). Karena reduksi sebagian besar *limestone terrane* terjadi melalui pelarutan serta karena residu klastika hanya berupa rijang dan lempung, maka *calclithite* memerlukan erosi yang cepat dan relief yang tinggi, sedangkan batupasir rijang mengimplikasikan relief yang rendah dan pelarutan batugamping. *Calclithite* adalah analog berukuran pasir dari gravel dan konglomerat batugamping. Selain rijang dan batugamping mikritik atau dolomit, *lithic arenite* juga dapat mengandung fragmen batuan pelitik berbutir halus seperti serpih, batulumpur, dan batulanau. Karena fragmen-fragmen itu relatif mudah hancur, maka kehadirannya dalam *lithic arenite* mengindikasikan jarak angkut yang dekat atau asal-usul intraformasional. Selain itu, fragmen-fragmen tersebut dapat terdeformasi akibat pembebanan. Fragmen serpih secara khusus dapat terlindi dan tertekan ke dalam ruang antar partikel lain sedemikian rupa sehingga kenampakannya menjadi mirip dengan matriks pengisi ruang pori (Allen, 1962). Dalam kondisi seperti itu, fragmen lempung mungkin tidak akan dikenal sebagai sebuah partikel detritus. Matriks yang sebenarnya akan hadir dalam semua ruang pori, sedangkan matriks semu seperti itu hanya akan melingkupi sebagian ruang pori, sedangkan ruang pori lain mungkin terisi oleh semen. Selain itu, fragmen batuan tidak semuanya mirip. Karena itu, fragmen batuan yang telah tertekan seperti itu akan bervariasi dari satu ruang pori ke ruang pori yang lain.

Sebagaimana yang mungkin telah diperkirakan, *lithic arenite* merupakan kategori batupasir yang beragam komposisinya. Hal itu tercemin baik dalam *modal analyses* (tabel 7-6) maupun dalam komposisi kimia ruah (tabel 7-7). *Modal analyses* gagal untuk

mengungkapkan semua "cerita" mengenai *lithic arenite*, kecuali apabila kategori "fragmen batuan" dipisah-pisah ke dalam spesies yang ada. Pengenalan spesies fragmen batuan berukuran kecil agak sukar untuk dilaksanakan dan memerlukan pengalaman yang cukup banyak. Kemas yang menjadi penciri batuan ini terawetkan dengan baik dalam partikel-partikel besar, meskipun kemas pada batuan yang berbutir halus juga masih dapat terlihat, bahkan dalam kelas butiran yang halus (Boggs, 1968). Kuarsa sudah barang tentu merupakan partikel utama penyusun *lithic arenite*. Dalam pasir vulkanik, kuarsa itu mungkin berasal dari material vulkanik (Webb & Potter, 1969). Kuarsa dalam *phyllarenite* kemungkinan besar merupakan kuarsa sedimen yang berasal dari batuan sedimen pasir dan berasosiasi dengan fragmen batuan sedimen. Karena itu, kuarsa dalam *phyll-arenite* memperlihatkan pembundaran yang merupakan warisan dari daur sedimentasi sebelumnya, bahkan mungkin memperlihatkan cincin kuarsa sekunder yang terabrasi. Kuarsa dari *phyllarenite* yang sebenarnya, yakni kuarsa yang berasosiasi dengan fragmen batuan metamorf tingkat rendah, cenderung memperlihatkan pepadaman bergelombang dan polikristalin dibanding kuarsa vulkanik atau kuarsa yang berasal dari batuan sedimen tua. Batupasir ini juga mengandung mika detritus (mika yang terletak sejajar dengan bidang perlapisan) dalam proporsi yang tinggi dan dalam banyak kasus ter-konsentrasi pada bidang perlapisan serta kemungkinan besar akan memperlihatkan gejala pelengkungan atau deformasi akibat kompaksi pasir.

Lithic arenite umumnya tersemenkan oleh kalsit (hal ini terutama berlaku pada *lithic arenite* Mesozoikum dan Kenozoikum) atau oleh kuarsa. *Lithic arenite* hanya mengandung sedikit atau tidak mengandung matriks sama sekali, meskipun sebagian diantaranya mengandung matriks semu yang merupakan produk penggerusan fragmen serpih. Sebagian *lithic arenite* mengandung mineral lempung yang dipresipitaskan dalam ruang antar partikel detritus, bahkan ada juga yang mengandung zeolit.

Komposisi kimia dari *lithic arenite* mencerminkan komposisi unsur rangka dan semen yang bervariasi. Hasil analisis kimia *lithic arenite* hanya dapat dipahami dengan benar apabila si analis mengetahui komposisi mineralnya. Tingginya kadar CO₂ dan CaO dapat

berarti bahwa batupasir itu mengandung semen kalsit, banyak mengandung fragmen rangka binatang, atau mungkin mengindikasikan kehadiran fragmen batugamping detritus. Tingginya SiO_2 dapat mencerminkan tingginya kadar kuarsa detritus, namun hal itu juga dapat dinisbahkan pada rijang detritus atau semen silika, atau pada ketiga material penyusun tersebut. Berbeda dengan *graywacke*, sebagian besar *lithic arenite* memiliki kadar Na_2O dan MgO yang rendah serta kadar K_2O yang tinggi. Walau demikian ada juga pengecualian untuk itu. Sebagai contoh, kehadiran dolomit detritus akan meningkatkan kadar MgO dalam suatu *lithic arenite*.

7.5.2.3 Keberadaan dan Kebenaan

Lithic sandstone mungkin merupakan tipe batupasir yang memiliki kelimpahan paling tinggi. Banyak, jika bukan sebagian besar, batupasir Paleozoikum di bagian tengah Pegunungan Appalachia merupakan *lithic sandstone*. Contoh batupasir itu adalah Oswego sandstone (Ordovisium) (Krynine & Tuttle, 1941), Third Bradford Sand (Devon) (Krynine, 1940), formasi Pocono (Karbon Awal) (Pelletier, 1958), formasi Mauch Chunk (Karbon Awal) (Hoque, 1968; Meckel, 1967), serta Pottsville Formation (Karbon Akhir) (Meckel, 1967). Batupasir-batupasir itu kaya akan kuarsa, miskin akan felspar, dan tersemenkan oleh kuarsa. Fragmen batuan metamorf tingkat rendah dan fragmen batuan sedimen banyak ditemukan dalam batupasir-batupasir itu.

Banyak batupasir Jura dan Kapur di Pegunungan Rocky merupakan *lithic arenite*. Contohnya adalah batupasir yang kaya akan rijang di Montana (Sloss & Feray, 1948; Suttner, 1969) dan Alberta (Lerbekmo, 1963). Chico Formation (Kapur) di California juga merupakan *lithic arenite* (Williams dkk, 1954).

Sebagian besar batupasir Tersier dalam Cekungan Molasa di bagian selatan Jerman dan Swiss berupa *lithic arenite*. Banyak diantaranya mengandung fragmen batuan karbonat mikritik (Füchtbauer, 1964; Gasser, 1968). Tidak semua *lithic arenite* berasal dari sabuk orogen. Banyak pasir Tersier di Gulf Coast merupakan *lithic arenite*. Contohnya adalah

pasir "Frio" (Oligosen) (Nanz, 1954), pasir Oakville (Miosen) (Folk, 1968a), dan Wilcox Formation (Williams dkk, 1954).

Protokuarsit atau *sublitharenite* juga sering ditemukan. Contohnya adalah sebagian dari Tuscarora Quartzsite (Silur) di bagian tengah Pegunungan Appalachia (Yeakel, 1962) dan Anvil Rock Sandstone (Karbon Akhir) di Illinois Basin (Hopkins, 1958).

Pasir dalam sungai-sungai besar masa kini kemungkinan besar berupa *lithic sand*. Rata-rata dari 187 sampel pasir Sungai Ohio mengandung 62% kuarsa, 31% fragmen batuan, dan 6% felspar (Friberg, 1970). Pasir seperti itu jelas merupakan tipikal dari *lithic arenite*.

Lithic arenite dan protokuarsit juga banyak ditemukan dalam rekaman geologi dan keduanya kemungkinan besar merupakan tipe batupasir yang paling tinggi kelimpahannya. Berdasarkan hasil penelaahan terhadap 121 sampel batupasir yang umur dan penyebarannya beragam, Pettijohn (1963) memperkirakan bahwa *lithic arenite* membentuk sekitar 26% dari semua pasir, sedangkan arkose hanya menyusun sekitar 15%. *Lithic arenite* paling banyak ditemukan dalam paket endapan Kapur dan Tersier. Diantara 718 sampel batupasir Kapur, Paleosen, dan Eosen yang berasal dari bagian barat Venezuela, 400 sampel (atau sekitar 56%) diantaranya berupa *lithic sandstone* dan *sublithic sandstone* (van Andel, 1958). Hanya 79 sampel (atau sekitar 11%) saja yang berupa arkose atau subarkose. *Lithic sandstone* memegang peranan yang lebih kurang sama dengan peranan yang dimainkan oleh *graywacke* dalam paket *flysch* tua. Walau demikian *lithic arenite* tidak hanya muncul dalam geosinklin, namun juga di luar geosinklin. Batupasir molassa kemungkinan besar berupa *lithic arenite*.

Lithic arenite merupakan pasir tidak matang karena sebagian besar material penyusunnya relatif lemah, baik secara mekanis maupun kimiawi. Hanya saja, para ahli belum mengetahui berapa banyak pasir yang dihasilkan dari batuan berbutir halus. Disintegrasi batuan berbutir kasar, tanpa disertai dekomposisi, akan menghasilkan pasir. Walau demikian, batuan berbutir halus diperkirakan akan terdisintegrasi menjadi partikel-partikel berukuran lanau. Komponen batuan yang secara mekanis tidak stabil tampaknya mudah terdisintegrasi di daerah dengan tingkat abrasi tinggi, misalnya di daerah limpasan

gelombang. Fragmen batuan yang tidak stabil secara kimia akan terhancurkan selama berlangsungnya diagenesis dan menjadi matriks. *Lithic arenite* mungkin merupakan pendahulu dari *graywacke* pada endapan geologi tua. Untuk menghasilkan arkose diperlukan provenansi yang terbatas dan hal itu kemungkinan besar hanya terpenuhi pada cekungan penyaliran berukuran kecil. *Lithic arenite* umumnya mencerminkan provenansi yang lebih luas, yakni cekungan penyaliran yang relatif luas dan kemungkinan besar memiliki litologi *bedrock* yang lebih bervariasi. Dengan demikian, *lithic arenite* kemungkinan menjadi endapan sungai besar, baik endapan aluvial maupun delta, serta paling jelas ditemukan di wilayah miogeosinklin, meskipun tidak hanya terbatas pada wilayah tersebut.

7.5.3 *Graywacke* dan Batuan Lain yang Berkaitan Dengannya

Karena *lithic sandstone* mungkin memiliki kaitan dengan *graywacke*, maka pembahasan selanjutnya akan ditujukan pada *graywacke*. Istilah *graywacke* sendiri telah menimbulkan perdebatan dan perbedaan pendapat di kalangan para ahli. Perdebatan itu tidak hanya berkisar pada asal-usul batuan tersebut, namun juga pada definisi istilah *graywacke* itu sendiri. Hingga dewasa ini telah sekian banyak makalah membahas tentang masalah tersebut. Masalah tata peristilahan telah dikaji ulang dengan sangat baik oleh Dott (1964), Okada (1971), serta Pettijohn dkk (1972). *Graywacke* merupakan sebuah istilah lama yang pertama kali agaknya diterapkan pada batupasir Devon-Karbon Awal di Pegunungan Harz, Jerman. Baru-baru ini, batuan itu diteliti ulang dengan sangat hati-hati oleh Helmbold (1952) dan Mattiat (1960). Ciri-cirinya yang paling menonjol adalah warna abu-abu tua, kompak, banyak mengandung felspar dan fragmen batuan, tidak memiliki semen, serta mengandung matriks yang disusun oleh *intergrowth* berbutir halus yang disusun oleh serisit, klorit, serta partikel kuarsa dan felspar yang berukuran lanau. Berbeda dengan arkose, *graywacke* kaya akan FeO, MgO, dan Na₂O. Meskipun ada beberapa kesulitan untuk mendefinisikan *graywacke* secara cermat, namun memang ada sekelompok batuan yang kenampakan dan sifat-sifatnya mirip dengan *graywacke* klasik yang ada di Pegunungan Harz. Matriks berwarna gelap dan berbutir halus menjadi aspek yang esensial dari batuan ini.

Sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, istilah *graywacke* pernah digunakan dalam pengertian yang lebih luas hingga mencakup apa yang sekarang disebut sebagai *lithic arenite*. Meskipun *lithic arenite* kelihatannya mirip dengan *graywacke*, namun sebenarnya tidak mengandung matriks, sarang, atau mengandung semen. Istilah *graywacke* dalam pengertian luas seperti itu sekarang sudah ditinggalkan oleh para ahli.

Matriks merupakan jantung dari masalah *graywacke*. Seberapa banyak matriks itu dan berapa limit atas dari besar butir matriks itu? Sebagaimana dikemukakan oleh Okada (1971), prosentase matriks yang membedakan *wacke* (yang salah satunya adalah *graywacke*) dari batupasir "bersih" diletakkan secara bervariasi oleh para ahli, mulai dari 5 hingga 25 persen. Dott (1964) serta Gilbert (dalam Williams dkk, 1954) sepakat untuk meletakkan limit itu pada angka 10%. Sebagian besar ahli memilih angka 15%. Angka yang disebut terakhir inilah yang digunakan dalam buku ini. Limit atas dari besar butir matriks juga bervariasi. Okada (1971) mencatat bahwa kebanyakan ahli meletakkan limit itu pada angka 20 mikron. Mengikuti pendapat Pettijohn dkk (1972), limit yang digunakan dalam buku ini adalah 30 mikron.

7.5.3.1 Kemas dan Komposisi

Secara umum, *graywacke* berwarna abu-abu tua hingga hitam, kompak, umumnya tidak memiliki stratifikasi internal atau gejala penyubanan, serta umumnya (namun tidak selalu) memperlihatkan *grading*. Pada singkapan kecil, *graywacke* dapat tertukar dengan batuan beku basa. Di bawah mikroskop, *graywacke* memperlihatkan kenampakan seperti mikrobreksi yang disusun oleh kuarsa yang menyudut, tajam, dan mirip dengan keratan bersama-sama dengan felspar dan fragmen batuan yang menyudut, dimana semua unsur rangka itu tertanam dalam matriks yang dalam beberapa sampel jumlahnya menyamai bahkan melebihi jumlah unsur rangka. Matriks itu berupa agregat mikrokristalin yang disusun oleh kuarsa, felspar, klorit, dan serisit, serta, pada beberapa tempat, digantikan secara tidak lengkap oleh material karbonat. Di bawah nikol bersilang, matriks hampir tidak tampak berbeda dengan fragmen batuan yang berbutir halus. Keduanya sukar untuk

dibedakan. Sebagian ahli (mis. de Booy, 1966) berpendapat bahwa karena adanya kesulitan tersebut, volume matriks dalam *graywacke* telah diberi nilai yang berlebihan. Dalam sebagian *graywacke*, terdapat pengarahannya folia dari serisit dan klorit. Pengarahannya seperti itu dapat dipandang sebagai pendahulu dari skistositas. Walau demikian, dalam kebanyakan *graywacke*, matriksnya bersifat khaotik.

Komposisi *graywacke* agak bervariasi. Kuarsa umumnya merupakan material penyusun dominan. Dalam kebanyakan *gray-wacke*, kelimpahan kuarsa $< 50\%$; pada sebagian *graywacke*, kelimpahannya $\leq 25\%$, bahkan ada pula yang $< 10\%$ (tabel 7-8). Hampir di setiap bagian *graywacke*, kuarsa hadir sebagai partikel yang menyudut dan umumnya memiliki gejala pemadaman bergelombang yang kuat. Sebagian *graywacke* mengandung kuarsa vulkanik. Sejalan dengan makin banyaknya material vulkanik (kuarsa vulkanik, fragmen batuan vulkanik, felspar yang memperlihatkan zonasi kuat, serta kristal euhedra yang terpecah-pecah), *graywacke* berubah secara berangsur menjadi *tuff* dan batupasir tufaan yang diendapkan pada lingkungan akuatis. Felspar biasanya hadir dalam *graywacke*. Pada beberapa kasus, jumlah felspar menyamai, bahkan melebihi jumlah kuarsa. Secara umum, felspar itu berupa plagioklas, biasanya *very sodic*, mendekati albit. Hal itulah yang menjadi alasan mengapa hasil analisis kimia ruah *graywacke* sering memperlihatkan kadar Na_2O yang tinggi. Sebenarnya, felspar penyusun *graywacke* mungkin sebelumnya lebih bersifat *calcic*, dimana kalsium yang larut tampak dalam batuan sebagai *replacement* kalsit yang tidak merata. K-felspar umumnya tidak hadir dalam *graywacke*. Sukar untuk menjelaskan mengapa hal itu bisa terjadi. Hal itu mungkin dapat dinisbahkan pada provenansi. Maksudnya, material penyusun *graywacke* itu berasal dari batuan sumber dioritik kuarsa atau batuan granitik *sodic*. Hal itu juga dapat dinisbahkan pada beberapa aksi diagenesis atau meta-morfisme tingkat rendah (Gluskoter, 1964).

Mika detritus, baik yang berupa muskovit maupun biotit (dan biotit yang mengalami kloritisasi) sering ditemukan, namun biasanya dalam jumlah yang relatif sedikit.

Fragmen batuan hadir dalam *graywacke* dalam kelimpahan dan keragaman yang tinggi. Mattiat (1960), misalnya saja, menemukan ada 19 tipe fragmen batuan dalam Kulm

Graywacke di Pegunungan Harz. Fragmen batuan yang rata-rata membentuk 26% fraksi pasir dalam *graywacke* itu berupa batuan vulkanik asam hingga basa, beberapa tipe batuan metamorf tingkat rendah (termasuk kuarsit, sekis mika, sekis serisit, dan sekis klorit), serta fragmen batuan sedimen (termasuk beberapa tipe batupasir dan sabak).

Berdasarkan kelimpahan relatif dari felspar dan fragmen batuan yang ada didalamnya, *graywacke* dapat dibedakan menjadi dua kategori utama: (1) *feldspathic graywacke*, di dalam batuan mana felspar lebih melimpah dibanding fragmen batuan; dan (2) *lithic graywacke*, di dalam batuan mana fragmen batuan lebih melimpah dibanding felspar. Sebagaimana telah dikemukakan di atas, *graywacke* berubah menjadi *volcanic graywacke* sejalan dengan bertambahnya kadar kuarsa vulkanik, felspar yang mem-perlihatkan zonasi, fenokris yang pecah-pecah, dan fragmen batuan vulkanik. Banyak *volcanic wacke* sangat miskin akan kuarsa. Batuan itu selanjutnya berubah secara berangsur menjadi *tuff* endapan akuatis. Istilah *quartz wacke* pernah digunakan untuk menamakan *graywacke* yang sangat kaya akan kuarsa. Batuan itu jarang ditemukan dan ditafsirkan merupakan produk provenansi batuan sedimen.

Dengan beberapa pengecualian, *graywacke* memiliki komposisi kimia ruah yang relatif jelas (tabel 7-9). Sebagaimana terlihat pada tabel tersebut, *graywacke* kaya akan Al_2O_3 , FeO , MgO , dan Na_2O . Tingginya kadar Na_2O mencerminkan bahwa felspar yang hadir didalamnya kemungkinan berupa albit; tingginya kadar MgO dan FeO muncul karena adanya matriks klorit yang kaya akan besi. *Graywacke* berbeda dari arkose karena dalam *graywacke* kadar Na_2O lebih tinggi dibanding K_2O , kadar MgO lebih tinggi daripada CaO , dan kadar FeO lebih tinggi dibanding Fe_2O_3 . *Graywacke* memiliki komposisi ruah yang tidak jauh berbeda dari granodiorit. Komposisi *graywacke* biasanya berbeda dengan komposisi batuan sumber karena mengalami pengayaan dalam SiO_2 dan pengurangan dalam Al_2O_3 , besi, alkali, dan tanah alkali. Jadi, kemiripan kimia antara *graywacke* dengan granodiorit mengindikasikan pelapukan dan pemilihan yang terhambat. Pasir masa kini di Columbia River (Whetten, 1966) memiliki komposisi kimia ruah yang sangat mirip dengan *graywacke*.

Komposisi mineralnya mengindikasikan provenansi campuran dari batuan granitik dan batuan vulkanik.

7.5.3.2 Masalah Matriks

Sebagaimana dikemukakan oleh Cummins (1962), matriks merupakan "esensi dari masalah *graywacke*". Matriks telah di-jelaskan dengan banyak cara. Selama matriks itu memiliki komposisi yang mirip dengan batusabak, matriks dianggap sebagai hasil rekristalisasi di bawah kondisi metamorfisme tingkat rendah pada lumpur detritus asli. Jika demikian halnya, maka masalah yang ada adalah bagaimana caranya untuk menjelaskan pengendapan pasir dan lumpur secara bersamaan. Arus akuatis normal berlaku sebagai agen pemilah sedemikian rupa sehingga pasir dan lumpur akan terakumulasi secara terpisah. Sungai yang didominasi oleh pasir dan mengangkut lumpur sekalipun relatif "bersih" dan bebas akan lumpur. Woodland (1938), salah seorang yang pertama-tama menelaah masalah tersebut, berpendapat bahwa elektrolit-elektrolit yang ada dalam air laut akan menyebabkan terjadinya flokulasi lumpur sedemikian rupa sehingga pasir dan lumpur akan diendapkan secara bersamaan. Walau demikian, hanya sedikit (jika ada) pasir laut-dangkal masa kini yang memperlihatkan gejala seperti itu.

Masalah matriks dari *graywacke* juga pernah dijelaskan berdasarkan cara-cara pengangkutan dan pengendapan tertentu. Kuenen & Migliorini (1950), misalnya saja, menyatakan bahwa "... semua gejala *graded graywacke* yang luar biasa dan semula menjadi teka-teki dapat dengan mudah dijelaskan sebagai produk aktivitas arus turbid berdensitas tinggi." Arus yang disusun oleh material halus yang tersuspensi tersebut mampu mengangkut pasir melalui lereng bawahlaut menuju perairan dalam di tempat mana, setelah terhambat, akan mengendapkan bebannya yang berupa pasir dan lumpur. Endapan itu berupa *graded graywacke* yang mengandung matriks lumpur. Pengendapan pasir seperti itu dalam cekungan laut-dalam dapat menjelaskan kegagalan kita selama ini dalam menemukan endapan masa kini yang ekuivalen dengan *graywacke*. Walau demikian, endapan seperti itu tidak muncul di laut-dalam masa kini dan endapan yang diperkirakan

merupakan produk arus turbid umumnya tidak mengandung matriks (Hollister & Heezen, 1964). Pembahasan-pembahasan teoritis (Kuenen, 1966) juga menunjukkan bahwa endapan yang mengandung matriks tidak lebih dari 10%.

Gagasan lain yang dirancang untuk menjelaskan munculnya matriks dalam pasir adalah infiltrasi lumpur setelah pasirnya sendiri diendapkan; infiltrasi itu sendiri terjadi akibat adanya pergerakan air pengisi ruang pori yang berasal dari lapisan-lapisan yang terletak di atas dan di bawah endapan yang mengandung matriks itu (Emery, 1964; Klein, 1963).

Matriks jelas merupakan produk rekristalisasi dan sejak lama diketahui bahwa sebagian matriks bereaksi dengan partikel detritus yang ada disekitarnya. Batas-batas kuarsa yang rusak akibat kerja air dapat hilang seluruhnya; batas-batas yang terlihat sekarang merupakan jenis *chevaux-de-frise* dari kristal klorit berwarna hijau yang masuk menembus kuarsa transparan. Fakta seperti yang disebutkan terakhir ini telah diketahui sejak lama oleh Greenly (1897) serta didukung oleh ahli lain (Krynine, 1940). Irving dan Van Hise (1892) menisbahkan matriks pada "... alterasi felspar menjadi material mikaan." Baru-baru ini, Cummins (1962) menisbahkan semua, atau hampir semua, matriks pada diagenesis. Dia menyatakan bahwa sebagian besar turbidit Tersier dan Resen tidak mengandung matriks dalam jumlah yang relatif banyak sebagaimana terlihat dalam turbidit Paleozoikum dan Prakambrium. Turbidit Paleozoikum dan Prakambrium diasumsikan telah terkubur jauh di dalam bumi dan mengalami meta-morfosa sedemikian rupa sehingga material penyusun yang labil, terutama fragmen batuan dan felspar, berubah (gambar 7-7). Apabila pasir masa kini, yang secara kimia mirip dengan *graywacke* (Hawkins & Whetten, 1969), dikenai oleh tekanan 1 kb maka dalam pasir itu akan terbentuk *graywacke* sintesis. Percobaan tersebut, bersama-sama dengan hasil penelitian Brenchley (1969), yang menunjukkan bahwa matriks sebagian *volcanic graywacke* Ordovisium rata-rata menyusun 40–60% ruang batuan tidak akan ada apabila dalam batuan tersebut terdapat semen kalsit, mengindikasikan bahwa matriks terbentuk akibat proses-proses diagenesis. Semen kalsit agaknya menghambat pembentukan matriks.

Hingga disini kita dapat menyimpulkan bahwa matriks dapat terbentuk oleh beberapa cara. Sebagaimana dikemukakan oleh Dickinson (1970), kita dapat mengenal adanya protomatriks (*protomatrix*), ortomatriks (*orthomatrix*), epimatriks (*epimatrix*), dan matriks semu (*pseudomatrix*). Protomatriks adalah lempung detritus yang terjebak diantara partikel-partikel pasir. Ortomatriks merupakan material hasil rekristalisasi. Epimatriks adalah material hasil perubahan diagenetik terhadap partikel berukuran pasir. Matriks semu adalah material hasil deformasi dan penekanan fragmen pelit yang lunak. Meskipun dapat terbentuk oleh salah satu cara tersebut di atas, namun matriks dalam *graywacke* tua agaknya merupakan epimatriks yang terbentuk akibat meta-morfisme tingkat rendah atau diagenesis tingkat tinggi yang berlangsung jauh di dalam bumi. Proses terbentuknya matriks seperti itu dinamakan oleh Kuenen (1966) sebagai *graywackezation*.

7.5.3.3 Masalah Soda

Tingginya kadar Na_2O dalam *graywacke* telah diterangkan dengan banyak cara (Engel & Engel, 1953).

Natrium oksida agaknya terutama terdapat dalam felspar yang komposisinya mendekati albit. Tanner Graywacke (Helmbold, 1952), misalnya saja, mengandung 3,5% Na_2O yang, jika terkandung dalam albit, hal itu mengindikasikan bahwa albit dalam *graywacke* itu memiliki kelimpahan sekitar 30%. Hal itu sejalan dengan data pengamatan selama ini yang menunjukkan bahwa *graywacke* mengandung 30–40% felspar dan bahwa 80–90% diantara felspar itu memiliki komposisi An_{3-10} .

Felspar merupakan komponen detritus. Apakah khuluk felspar yang cenderung berupa albit itu merupakan khuluk asli atau merupakan produk diagenesis? Asosiasi yang erat antara *eugeosynclinal graywacke* dengan batuhijau (*greenstone; spilite*) mengindikasikan bahwa masalah itu erat kaitannya dengan asal-usul spilit (Turner & Verhoogen, 1960). Ada beberapa bukti menunjukkan terjadinya albitisasi pasca-pengendapan. *Graywacke* mengandung potongan kalsit yang tidak beraturan bersama-sama dengan urat kalsit. Albitisasi felspar mungkin menyebabkan terlepasnya CaO . Selain itu, jika albit merupakan

material penyusun asli, mengapa batusabak yang berasosiasi dan berselingan dengan *graywacke* tidak kaya akan soda? Strata pelitik yang berselingan dengan *graywacke* dalam beberapa paket *graywacke* di New Zealand memiliki nisbah $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ yang normal, dimana kadar K_2O jauh lebih tinggi dibanding Na_2O , sedangkan dalam *graywacke* yang berselingan dengannya justru K_2O jauh lebih rendah dibanding Na_2O (Reed, 1957). Di lain pihak, batuan plutonik dalam banyak paket endapan eugeosinklin kaya akan soda dan sebagian diantaranya berasosiasi dengan strata pelitik yang memiliki kadar Na_2O lebih tinggi dibanding angka normal (Walker & Pettijohn, 1971). Sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, ketidakhadiran K-felspar merupakan salah satu ciri khas dari *graywacke*. Ketidakhadiran K-felspar dinisbahkan pada pelarutan dan penghilangan pasca-pengendapan (Gluskoter, 1964).

Masalah Na masih belum terpecahkan.

7.5.3.4 Keberadaan dan Kebenaan Geologi

Graywacke umumnya ditemukan dalam rekaman geologi tua, sebagian besar berumur Paleozoikum atau lebih tua dari itu, dan umumnya merupakan bagian dari paket endapan yang mirip dengan *flysch*. *Graywacke* umumnya berasosiasi dengan batuhijau (Tyrrell, 1933) serta merupakan batupasir tipikal untuk sabuk lipatan eugeosinklin. *Graywacke* eugeosinklin cenderung kaya akan felspar dan dapat dipandang sebagai bentuk transisi menuju *volcanic wacke*. Contoh-contoh *graywacke* Prakambrium adalah paket endapan Arkean di Perisai Canada (Pettijohn, 1934; Donaldson & Jackson, 1965; Walker & Pettijohn, 1971) dan di Perisai Fennoscandia (Simonen & Kuovo, 1951) serta paket endapan Prakambrium "tua" di Afrika Selatan (Anhaeusser dkk, 1969). Contoh-contoh *graywacke* Paleozoikum adalah *graywacke* di Wales (Woodland, 1938; Okada, 1967), di Southern Highland, Scotlandia (Walton, 1955), Harz *graywacke* (Fischer, 1933; Helmhold, 1952; Mattiat, 1960), serta *graywacke* di New South Wales, Australia (Crook, 1955, 1960). Contoh-contoh *graywacke* Mesozoikum adalah *graywacke* di New Zealand (Reed, 1957),

Fransiscan di California (Davis, 1918; Taliaferro, 1943; Bailey & Irwin, 1959), serta Kuskokwim *graywacke* (Kapur) di Alaska (Loney, 1964).

Graywacke juga ditemukan dalam geosinklin dimana vulkanisme jarang atau tidak terjadi. Contoh *graywacke* yang tidak berasosiasi dengan vulkanisme adalah *graywacke* dalam Thomson Slate dekat Duluth, Minnesota (Schwartz, 1942) dan Chelmsford Sandstone di Sudbury, Ontario, Canada (Williams, 1957). Formasi Martinsburg (Ordovisium) di bagian tengah Pegunungan Appalachia (McBride, 1962), *graywacke* dalam Normanskill Slate (Ordovisium) di New York (Weber & Middleton, 1961), serta Formasi Haymond (Karbon Akhir) di Texas (McBride, 1966) merupakan contoh *graywacke* Paleozoikum yang baik. *Graywacke* yang lebih muda antara lain *graywacke* Kapur di Jepang (Shiki, 1962; Okada, 1960, 1961) serta banyak *graded sandstone* di Pegunungan Appenine, Itali (Sestini, 1970). Semua contoh *graywacke* tersebut di atas merupakan *graywacke* miogeosinklin yang dicirikan oleh melimpahnya fragmen batuan; bukan oleh melimpahnya felspar.

Sebagai kesimpulan, *graywacke* (sebagaimana didefinisikan dalam buku ini) membentuk $\frac{1}{5}$ hingga $\frac{1}{4}$ batupasir serta paling banyak ditemukan dalam sabuk orogen Paleozoikum atau sabuk orogen Prakambrium. *Graywacke* tidak ditemukan dalam paket endapan kraton atau daerah perisai yang tidak terdeformasi. Sebagian besar *graywacke* merupakan endapan laut dan, dalam contoh-contoh yang disitir di atas, diyakini merupakan pasir turbidit yang termasuk ke dalam fasies *flysch*. Walau demikian, tidak semua pasir *flysch* dan tidak semua pasir turbidit merupakan *graywacke*.

7.5.4 Batupasir Kuarsa

7.5.4.1 Definisi-Definisi

Semua pasir terigen kaya akan kuarsa; tidak banyak kasus yang menunjukkan bahwa kuarsa bukan merupakan material utama penyusun batupasir. Karena itu, hampir semua batupasir dapat dinamakan batupasir kuarsa. Walau demikian, dalam batupasir tertentu, kuarsa hampir menjadi satu-satunya tipe komponen. Pasir seperti itu dinamakan ortokuarsit (*orthoquartzite*) oleh Tieje (1921). Istilah itu kemudian dipopulerkan dan didefinisikan secara cermat oleh Krynine (1945) yang menerapkan istilah tersebut untuk menamakan pasir yang seluruhnya disusun oleh partikel kuarsa yang tersemenkan oleh silika. Batuan seperti itu pada dasarnya merupakan kuarsit dalam pengertian tradisional, yakni batuan yang, apabila pecah, maka bidang-bidang pecahan akan memotong partikel-partikel kuarsa, bukan melalui sisi-sisinya. Batuan seperti itu bukan batuan metamorf (atau, dengan kata lain, bukan metakuarsit), melainkan merupakan batuan sedimen (atau, dengan kata lain, ortokuarsit). Sebagaimana ditekankan oleh Krynine (1948), banyak ortokuarsit mengandung semen karbonat. Sejalan dengan makin berkurangnya proporsi material non-silikaan dalam ortokuarsit, maka kohesivitas batuan itu juga makin menurun. Dengan demikian, meskipun istilah ortokuarsit memiliki pengertian yang lebih luas hingga mencakup batuan yang tidak terlalu kohesif seperti itu, bahkan mencakup pula pasir kuarsa masa kini yang lepas, namun perluasan seperti itu menimbulkan kerancuan dan kontroversi karena ber-tentangan dengan konsep lama mengenai "kuarsit" sebagai batuan yang sangat kompak (Mathur, 1958). Istilah lain yang diusul-kan untuk menamakan batuan seperti itu adalah batupasir kuarsa (*quartz arenite*) (Williams dkk, 1954), batupasir kuarsa (*quartzarenite*) (McBride, 1963). Istilah ortokuarsit digunakan secara luas selama bertahun-tahun, namun literatur masa kini menunjukkan bahwa istilah tersebut secara berangsur-angsur digantikan posisinya oleh istilah batupasir kuarsa (*quartz arenite*).

7.5.4.2 Kemas dan Komposisi

Sebagaimana didefinisikan di sini, batupasir kuarsa adalah pasir yang disusun oleh partikel detritus, dimana paling tidak 95% diantara partikel detritus itu berupa kuarsa. Partikel-partikel itu umumnya tersemenkan oleh kuarsa yang memperlihatkan kesinambungan optik dengannya. Pada kondisi seperti itu, batupasir kuarsa benar-benar merupakan ortokuarsit. Batupasir kuarsa yang lain tersemenkan oleh kalsit atau tidak tersemenkan sama sekali. Varietas batupasir kuarsa yang tersemenkan oleh kuarsa sangat resisten terhadap erosi dan, oleh karena itu, seringkali membentuk punggung. Banyak batupasir kuarsa merupakan endapan selimut yang relatif tipis. Sebagian lain cukup tebal (ketebalannya sekitar 1000 m), terutama batupasir kuarsa Prakambrium. Gelembur dan *graded bedding* banyak ditemukan dalam batupasir kuarsa.

Kuarsa dalam ortokuarsit umumnya berupa kuarsa monokristalin. Kuarsa polikristalin relatif kurang stabil dibanding kuarsa monokristalin sehingga banyak diantaranya hilang selama berlangsungnya proses-proses pembentukan batupasir kuarsa (Blatt, 1967). Karena itu pula, kuarsa dalam batupasir kuarsa seringkali memperlihatkan pemadaman yang tajam, bukan pemadaman bergelombang (Blatt & Christie, 1963). Kuarsa dalam batupasir kuarsa terpilah sangat baik dan membundar. Karena itu, batu-pasir kuarsa merupakan tipe batuan klastika yang secara tekstural maupun komposisional memiliki tingkat kematangan yang paling tinggi.

Material lain jarang ditemukan dalam batupasir kuarsa. Material yang biasa hadir dalam batupasir kuarsa adalah partikel rijang atau fragmen kuarsit. Mineral berat sangat jarang ditemukan dalam batupasir kuarsa dan, walaupun ada, biasanya berupa partikel turmalin dan zirkon yang membundar baik, meskipun ilmenit dan rutil masih mungkin ditemukan (atau *leucoxene* yang berasal dari rutil dan ilmenit).

Silika merupakan jenis material yang biasa berperan sebagai penyemen dalam bapasir kuarsa. Silika itu biasanya diendap-kan sebagai kuarsa yang memperlihatkan kesinambungan optik dan kristalografi dengan kuarsa detritus. Dalam pasir yang tidak tersemenkan sepenuhnya oleh silika, kuarsa sekunder memperlihatkan faset-faset kristal

yang memantulkan cahaya sedemikian rupa sehingga batupasir itu akan tampak berkilauan di bawah sinar matahari. Kristal kuarsa hasil pertumbuhan sekunder menjadi material pembatas ruang pori dalam batupasir kuarsa. Dalam pasir yang lebih mudah diremas, partikel kuarsa memperlihatkan ujung-ujung piramidal yang berkembang baik. Pengamatan terhadap batupasir kuarsa menunjukkan bahwa ujung-ujung piramidal itu lebih kurang berimpit dengan sumbu panjang dari kuarsa detritus yang berperan sebagai "inti". Hasil akhir dari proses pembesaran partikel kuarsa seperti tersebut di atas adalah menurunnya volume ruang pori serta tumbuhnya partikel-partikel kuarsa yang saling berdampingan sedemikian rupa sehingga memperlihatkan pola saling kesit (*interlocking*); jejak batas-batas partikel detritus biasanya ditandai oleh suatu garis inklusi. Dalam sejumlah batupasir kuarsa, "cincin debu" (*"dust ring"*) tersebut sangat samar, bahkan tidak terbentuk sama sekali. "Cincin debu" itu paling jelas terlihat apabila partikel detritus yang mengalami pertumbuhan itu semula terselimuti oleh material oksida besi.

Banyak ortokuarsit memperlihatkan gejala tekanan-pelarutan dalam bentuk pita stilolit (*stylolitic seam*) (Heald, 1955) dan kontak mikrostilolit (*microstylolitic grain contact*). Kontak tersebut biasanya melibatkan partikel-partikel rijang. *Pressure solution* membantu mentransformasikan pasir kuarsa menjadi kuarsit. Proses tersebut telah dijelaskan secara mendetil oleh Skolnick (1965). Proses yang sama dapat terjadi apabila pasir kuarsa lepas dikenai oleh tekanan tinggi dan peningkatan temperatur jika dalam ruang-ruang pori terdapat larutan yang sesuai (Maxwell, 1960; Ernst & Blatt, 1964). Walau demikian, kenampakannya sangat menyesatkan. Ortokuarsit, apabila diamati dengan menggunakan teknik *luminescence microscopy*, memperlihatkan bahwa banyak kasus yang diasumsikan merupakan kasus *pressure solution* sebenarnya tidak lebih dari sekedar produk akhir dari pembesaran partikel kuarsa (Sippel, 1968).

Sebagian batupasir kuarsa tersemenkan oleh silika lain, misalnya opal dan kalsedon, yang membentuk selimut pada partikel-partikel detritus. Semen kalsedon dapat berwujud serat-serat halus, dimana arah penyeratannya tegak lurus terhadap permukaan partikel. Secara umum, semen opal hanya ditemukan secara terbatas pada batupasir yang sangat

muda. Dalam batupasir yang relatif tua, semen opal mengalami devitrifikasi yang berubah menjadi kalsedon.

Batupasir kuarsa yang relatif muda juga dapat tersemenkan oleh karbonat, terutama kalsit (meskipun kadang-kadang juga oleh dolomit). Dalam batupasir seperti itu, setiap ruang pori terisi, atau terisi sebagian, oleh satu kristal karbonat. Dalam kasus yang luar biasa, kristal karbonat yang tumbuh dalam ruang pori itu dapat demikian besar dan menyelimuti sejumlah partikel detritus. Hal itu menyebabkan terbentuknya batupasir yang tampak berbintik-bintik. Sebagaimana telah dikemukakan sebelum-nya, semen karbonat dapat menembus dan mengkorosi partikel kuarsa detritus.

Sejalan dengan kehadiran felspar, batupasir secara berangsur berubah statusnya dari batupasir kuarsa menjadi subarkose atau, jika fragmen batuan muncul dalam jumlah yang relatif banyak, menjadi protokuarsit (*protoquartzite*; *sublitharenite*). Transisi itu juga dicirikan oleh kemunculan kuarsa polikristalin dalam jumlah yang cukup banyak serta oleh kehadiran partikel kuarsa yang agak menyudut.

Ortokuarsit dan batupasir lain yang berkaitan dengannya jarang yang mengandung fosil. Dalam ortokuarsit, dengan pengecualian ortokuarsit yang kaya akan material karbonatan, cangkang karbonat jarang dapat terawetkan dengan baik. Agregat kalsit dapat tersebar secara tidak merata dalam ortokuarsit. Agregat seperti itu ditafsirkan sebagai material penyusun rangka organisme yang telah mengalami pelarutan dan represipitasi. Krynine (1940) menemukan efek pelarutan parsial pada rangka organisme, khususnya penipisannya, serta sementasi lengkap pada pasir yang ada dalam rangka tersebut oleh kalsit.

Sebagaimana diperlihatkan pada tabel 7-10, batupasir kuarsa dan batupasir lain yang berkaitan dengannya sangat kaya akan SiO_2 . Pada beberapa kasus, batupasir kuarsa hanya mengandung oksida lain dalam jumlah yang jauh lebih kecil dari 1%. Batupasir seperti itu merupakan salah satu bentuk konsentrasi silika yang paling besar dan paling murni yang pernah dikenal selama ini. Batupasir seperti itu merupakan sumber silika komersil dan, jika mengandung besi dalam jumlah yang cukup rendah, sesuai untuk

digunakan sebagai bahan dasar pembuatan kaca. Batupasir yang mengandung relatif banyak semen karbonat akan mengandung CaO dan CO_2 dalam jumlah yang cukup tinggi dan, dalam beberapa kasus, juga mengandung MgO , sejalan dengan berkurangnya kadar SiO_2 . Varietas batupasir yang berbutir halus, dan batupasir kuarsa yang merupakan bentuk transisi menuju subarkose dan protokuarsit, akan mengandung Al_2O_3 dan K_2O dalam jumlah yang relatif tinggi.

7.5.4.3 Penyebaran dalam Ruang dan Waktu

Ortokuarsit ditemukan di banyak tempat dalam paket endapan yang umurnya beragam. Walau demikian, kelihatannya ortokuarsit paling banyak ditemukan dalam endapan Prakambrium dan Paleozoikum awal. Endapan Arkean agaknya tidak terlalu banyak mengandung ortokuarsit. Contoh endapan Prakambrium seperti itu adalah Sioux Quartzite di Minnesota, Iowa, dan South Dakota (Rothrock, 1944); Baraboo dan Waterloo quartzite di Wisconsin (Brett, 1955), Sturgeon Quartzite dan Mesnard Quartzite di Michigan; Palms Quartzite di Wisconsin dan Michigan; Upper Lorain Quartzite di pesisir utara Danau Huron, Ontario (Hadley, 1968); serta Odjick Formation di Northwest Territories (Hoffman dkk, 1970). Endapan-endapan itu memiliki ketebalan 1000 m atau lebih dan umumnya mengandung struktur lapisan silang-siur dan gelembur. Sedimen pelitik jarang yang menyisip diantara lapisan-lapisan ortokuarsit tersebut, bahkan tidak ada sama sekali. Contoh lainnya adalah Sibley Sandstone (Keweenawan) di Thunder Bay, Danau Superior, dan Hinckley Sandstone (Thiel & Dutton, 1935) di Minnesota. Athabaska Formation di bagian utara Saskatchewan (Fahrig, 1961, yang melingkupi daerah seluas 104.000 km², dan Thelon Formation dengan luas penyebaran yang lebih kurang sama di Northwest Territories (Donaldson, 1967) adalah batupasir kuarsa Prakambrium akhir.

Endapan Paleozoikum awal di Amerika Serikat banyak yang berupa batupasir kuarsa. Berbeda dengan batupasir kuarsa Prakambrium, batupasir kuarsa Paleozoikum awal tidak tersemenkan dengan baik, jauh lebih tipis, namun tersebar cukup luas. Pada Upper Mississippi Valley dapat ditemukan endapan Kambro-Ordovisium seperti Dresbach,

Franconia, dan Jordan sandstones (Graham, 1930), endapan Ordovisium seperti New Richmond dan St. Peter sandstones (Dake, 1921; Thiel, 1935). Di bagian tengah Pegunungan Appalachia, ditemukan Gratesburg dan Chickies Quartzite yang berumur Kambrium serta Oriskany sandstone yang berumur Devon. Keduanya merupakan contoh yang baik dari batupasir kuarsa. Tulip Creek sandstone (Ordovisium) di Pegunungan Arbuckle, Oklahoma, serta Blakeley dan Crystal Mountain sandstones di Pegunungan Ouachita juga merupakan ortokuarsit. Contoh batupasir kuarsa di bagian barat Amerika Serikat adalah Flathead Quartzite (Kambrium) di Wyoming, Eureka Quartzite (Ordovisium) di Nevada, serta Swan Peak Quartzite di Idaho (Ketner, 1966). Contoh batupasir kuarsa Paleozoikum akhir antara lain Tensleep Sandstone di Wyoming dan Casper Formation dan Weber Quartzite di Utah.

Dakota Sandstone (Kapur) di Great Plains dan beberapa pasir Tersier yang relatif tipis, misalnya Cohansey sandstone di New Jersey (Carter, 1972), juga merupakan batupasir kuarsa.

Contoh batupasir kuarsa di Eropa adalah Hardebergs sandstone di Swedia (Hadding, 1929), Malvern Quartzite (Kambrium) di Inggris, serta batupasir Lauhavuori di Finlandia (Simonen & Kuovo, 1955). Beberapa batupasir Kapur, termasuk didalamnya Quadersandstein di Pegunungan Harz (Rinne, 1923), merupakan contoh yang baik untuk batupasir kuarsa. Fountainebleau Sandstone (Tersier) di Prancis (Cayeux, 1929) juga merupakan contoh yang baik untuk batupasir kuarsa.

Dari penjelasan singkat di atas, jelas sudah bahwa batupasir kuarsa sering ditemukan (batupasir itu mungkin menyusun $\frac{1}{3}$ semua batupasir), bahwa sebagian besar batupasir kuarsa berumur Prakambrium atau Paleozoikum awal (batupasir kuarsa yang paling tebal adalah batupasir kuarsa Prakambrium), dan bahwa batupasir kuarsa banyak ditemukan di daerah kraton yang stabil. Banyak batupasir kuarsa berasosiasi erat dengan batugamping dan dolomit. Sebagian besar batupasir kuarsa tidak mengandung sisipan serpih. Meskipun ortokuarsit merupakan batupasir yang khas untuk daerah perisai yang stabil, namun sebagian batupasir kuarsa juga menyebar hingga tepi sabuk miogeosinklin. Banyak ahli

menafsirkan bahwa batupasir seperti itu sebenarnya dulu diendapkan di daerah stabil. Ortokuarsit juga tidak pernah ditemukan dalam fasies eugeosinklin, meskipun ada pengecualian untuk itu. Ketner (1966), misalnya saja, menemukan ortokuarsit Ordovisium (yakni Valmy Formation) dalam mandala eugeosinklin di Nevada, di tempat mana ortokuarsit berasosiasi dengan batuhijau (greenstone) dan rijang berlapis.

7.5.4.4 Asal-Usul dan Kebenaan Geologi

Tingginya kadar kuarsa dan sempurnanya pemilahan dan pembundaran yang diperlihatkan oleh ortokuarsit merupakan indikator dari tingginya kematangan komposisi dan tekstur dari batupasir itu. Batuan itu jelas merupakan produk akhir dari pelapukan, pemilahan, dan abrasi. Agar tersedia waktu yang memungkinkan terbentuknya produk seperti itu, maka daerah sumber dan tempat pengendapan batupasir itu kemungkinan besar merupakan daerah yang secara tektonik bersifat stabil atau batupasir itu telah mengalami beberapa kali siklus sedimentasi. Sebagian besar ahli, berdasarkan hasil penelitian eksperimental mengenai abrasi pasir (Kuenen, 1959b) serta berdasarkan hasil penelitian terhadap berbagai sungai masa kini, misalnya Sungai Mississippi (Russell & Taylor, 1937; Russell, 1937), berpendapat bahwa tipe batupasir kuarsa sebagaimana yang ditemukan dalam rekaman geologi tidak akan pernah dapat dihasilkan oleh aksi sungai, berapapun lamanya proses itu berlangsung.

Kuenen (1960) menyimpulkan bahwa pembundaran pasir hanya dapat tercapai pada lingkungan eolus dan bahwa tingginya pembundaran pasir mengindikasikan bahwa pasir itu suatu saat pernah berperan sebagai endapan eolus, meskipun hal itu tidak berarti bahwa lingkungan pengendapan terakhir dari pasir itu adalah lingkungan eolus. Kesimpulan itu mengimplikasikan bahwa batupasir kuarsa memiliki asal-usul yang kompleks dan bahwa batupasir itu merupakan endapan beberapa siklus sedimentasi. Asal-usul seperti itu sukar untuk dapat diketahui berdasarkan bukti-bukti yang ada dalam batupasir itu sendiri. Bukti-bukti konklusif seperti *worn overgrowth* memang pernah ditemukan, namun jarang yang dapat terlihat.

Meskipun Kuenen telah menarik kesimpulan seperti itu, namun hasil-hasil penelitian lapangan menunjukkan bahwa proses pencucian dan *winnowing* yang berulang-ulang terhadap pasir yang ada pada zona limpasan (*surf zone*) dapat menghasilkan pasir yang sangat matang. Hasil pengamatan Folk (1960) terhadap perselingan pasir yang membundar baik dengan pasir yang pembundarannya relatif rendah dalam Tuscarora Quartzite (Silur) di West Virginia mengindikasikan bahwa perbedaan kebundaran itu merupakan produk dari lingkungan pengendapan lokal, dimana pasir yang paling matang ditafsirkan sebagai endapan gisik. Proses pencucian dan *winnowing* lokal seperti itu tampaknya mampu "membersihkan" pasir.

Sebagian besar pasir masa kini bukan merupakan batupasir kuarsa. Beberapa pengecualian untuk itu (Mizutani & Suwa, 1966) adalah pasir yang berasal dari batupasir kuarsa yang terletak relatif berdekatan dengan tempat pengendapan pasir itu. Kasus seperti itu ditemukan pada beberapa pasir gisik di Gulf Coast, sebelah baratlaut Florida, di tempat mana pasir tersebut mengandung lebih dari 99% silika (Burchard, 1907). Tidak adanya pasir kuarsa masa kini, serta jarangya ditemukan batupasir kuarsa dalam rekaman geologi yang relatif muda (kecuali mungkin batupasir Kapur), melimpahnya batupasir kuarsa dalam paket endapan Kambrium, serta jarang ditemukannya batupasir kuarsa dalam paket endapan Arkean perlu mendapatkan penjelasan. Seseorang dapat menyimpulkan bahwa ortokuarsit menandai masa-masa stabilitas tinggi—*base levelling* dan pelapukan yang berlangsung lama. Jika memang demikian halnya, maka bumi sekarang ini (mungkin sejak Kapur) berada dalam kondisi yang tidak stabil dan memiliki relief yang tinggi. Kondisi ketidakstabilan itulah yang kemudian menyebabkan terbentuknya tipe-tipe batupasir lain yang tidak matang. Hubungan antara stabilitas tektonik dengan petrografi batupasir akan dibahas lebih jauh pada bagian akhir dari bab ini.

7.5.5 Batupasir Lain

Ada beberapa tipe batupasir yang tidak termasuk ke dalam kategori-kategori batupasir yang telah dijelaskan di atas. Selain pasir vulkanik dan pasir karbonat, masih terdapat tipe-tipe pasir khusus seperti pasirhijau (*greensand*), batupasir fosfat (*phosphatic sandstone*), batupasir kalkarenit (*calcareneous sandstone*), pasir plaser (*placer sand*), dan itacolumit (*itacolumite*).

7.5.5.1 Pasirhijau

Istilah pasirhijau (*greensand*) digunakan untuk menamakan pasir yang kaya akan glaukonit. Di bawah suryakanta, pasirhijau yang hampir sempurna akan tampak seluruhnya disusun oleh glaukonit; kelimpahan kuarsa $< 1\%$. Walau demikian, dalam kebanyakan pasirhijau, kuarsa merupakan material penyusun utama dengan kelimpahan 50% atau lebih. Pasir yang terutama disusun oleh glaukonit berwarna hijau muda hingga hijau tua. Pasir campuran memiliki kenampakan seperti garam-dan-merica. Pasirhijau banyak ditemukan dalam endapan Kapur dan Eosen di Dataran Pantai timur Amerika Serikat, terutama di sekitar New Jersey dan Delaware (Ashley, 1918; Mansfield, 1920). Meskipun individu-individu lapisan pasir hijau jarang yang memiliki ketebalan lebih dari 7,5 meter, namun umumnya memiliki penyebaran yang cukup luas. Pasirhijau merupakan sumber kalium yang potensial. Komposisi kimia dari beberapa pasirhijau disajikan dalam tabel 7-11. Sebagaimana yang mungkin telah diperkirakan, komposisi pasirhijau sangat bervariasi, tergantung pada proporsi glaukonit dan material detritus lain serta pada jenis dan volume semen yang ada didalamnya.

Asal-usul dan kenampakan pasirhijau erat kaitannya dengan masalah glaukonit. Pengetahuan kita mengenai geologi dan penyebaran glaukonit telah disarikan oleh Hadding (1932), Cloud (1955), Galliher (1936, 1939), Goldman (1919), Takahashi (1939), dan Schneider (1927). Menurut Cloud (1955), glaukonit hanya terbentuk pada air laut yang salinitasnya normal; pembentukan glaukonit hanya memerlukan sedikit kondisi reduksi (kondisi oksidasi lemah, menurut Chilingar, 1955); pembentukannya difasilitasi oleh

kehadiran material organik; terbentuk pada perairan yang dalamnya 10-400 depa; hanya terbentuk pada daerah yang laju sedimentasinya rendah; serta terutama terbentuk dari mineral mika atau lumpur dasar laut yang kaya akan besi. Sebagaimana dikemukakan oleh Hadding (1932) dan peneliti lain, tempat pembentukan glaukonit mungkin tidak sama dengan tempat pengendapannya karena glaukonit dapat terombakkan dan terangkut ke tempat lain.

Gallier (1936, 1939) menyimpulkan bahwa glaukonit berasal dari biotit melalui pelapukan bawahlaut. Dia mengamati sejumlah partikel transisi yang menunjukkan transformasi tersebut. Dia juga menyatakan bahwa, di Monterey Bay (California), pasir yang kaya akan biotit dan terletak dekat pesisir kemudian berubah secara berangsur secara horizontal ke arah lepas pantai menjadi pasir lanauan yang disusun oleh campuran mika dengan glaukonit, kemudian berubah lagi menjadi lumpur glaukonit pada kedalaman 100 depa. Gruner (1935) menunjukkan susunan ion dari *unit cell* glaukonit dan biotit sangat mirip (bahkan mungkin sebenarnya identik) sehingga transformasi biotit menjadi glaukonit tidak memerlukan perubahan yang besar. Meskipun hasil-hasil pengamatan Gallier memperoleh dukungan dari ahli lain yang melakukan penelitian di tempat lain (misalnya Edwards, 1945), namun sebagian glaukonit tampaknya tidak terbentuk dari mika (Allen, 1937). Sebagaimana dikemukakan oleh Takahashi (1939), glaukonit berasal dari sejumlah material, misalnya pelet kotoran; zat lempungan pengisi ruang kosong yang ada dalam foraminifera, radiolaria, dan cangkang organisme laut; atau mineral silikat seperti gelas vulkanik, felspar, mika, atau piroksen. Material organik agaknya menjadi fasilitator proses glaukonitisasi. Material asal mengalami penghilangan alumina, silika, dan alkali (kecuali kalium) dan mendapatkan *ferric iron* dan kalium. Air laut agaknya merupakan salah satu persyaratan esensial yang memungkinkan terjadinya proses glaukonitisasi.

Meskipun pasir glaukonit dapat ditemukan mulai dari Prakambrium hingga masa sekarang, namun pasir itu agaknya lebih banyak ditemukan dalam endapan Kambrium. Dengan demikian, Kapur tampaknya merupakan zaman glaukonitisasi. Di banyak tempat,

misalnya di Dataran Pantai Atlantik, masa pembentukan glaukonit itu terus berlanjut hingga Paleosen dan Eosen.

7.5.5.2 Batupasir Fosfat

Material fosfatik, yang umumnya dinamakan kolofan (*collophane*) dan merupakan fluorapatit karbonat yang tersusun buruk, dapat membentuk semen dalam pasir, namun dapat pula menjadi material penyusun rangka batupasir.

Banyak pasir mengandung sedikit material rombakan fosfatik, material rangka fosfatik, atau nodul dan granul fosfatik. Pasir glaukonit (tabel 7-11) cenderung kaya akan material fosfatik. Dalam beberapa pasir, fosfat berperan sebagai semen (sebagai kristal-kristal renik yang menyelimuti partikel kuarsa atau sebagai material mikrokristalin pengisi ruang-ruang pori) (Bushinsky, 1935; Gressman & Swanson, 1964). Sebagian fosforit merupakan pasir yang disusun oleh granul atau ooid fosfatik yang ber-campur dalam proporsi yang beragam dengan partikel-partikel kuarsa detritus.

7.5.5.3 Batupasir Kalkarenitan

Batupasir, terutama batupasir kuarsa, berubah secara berangsur menjadi batugamping kalkarenit. Tipe transisi antara keduanya adalah campuran kuarsa detritus dan material rombakan detritus (material rangka dan material oolitik). Istilah batupasir kalkarenitan (*calcareneous sandstone*) disarankan untuk digunakan sebagai nama batupasir seperti itu. Istilah itu diciptakan untuk menghindarkan terjadinya kerancuan dengan batupasir gampingan (*calcareous sandstone*). Istilah batupasir gampingan digunakan untuk menamakan batupasir biasa yang tersemenkan oleh material karbonat. Kita juga perlu berhati-hati dalam membedakan kalkarenit dan batupasir kalkarenitan di satu pihak dengan *calclithite*. *Calclithite* adalah *lithic sandstone* yang mengandung material rombakan karbonat terigen.

Pasir masa kini yang ada di beberapa tempat merupakan campuran dari detritus karbonat kimia atau biokimia dengan kuarsa detritus. Di pantai timur Florida, komponen-

komponen silikaan diangkut ke selatan oleh *shore drift* dan bercampur dengan material rombakan cangkang yang terbentuk di tempat itu. Di bagian utara, kuarsa berperan sebagai material penyusun dominan; makin ke selatan, proporsi material karbonat makin banyak (Martens, 1935).

Contoh pasir kalkarenitan purba banyak ditemukan, misalnya Loyalhanna di Pennsylvania (Adams, 1970) dan Greenbrier di West Virginia (Rittenhouse, 1949). Kedua pasir itu berumur Karbon Awal. Loyalhanna disusun oleh sekitar 40–45% kuarsa, 35% karbonat detritus, dan 30% semen karbonat. Komposisi kimia batuan ini disajikan pada tabel 7-11. Cow Creek Formation (Kapur) di dekat Fredericksburg, Texas, mungkin terbentuk di pantai dan merupakan pasir kalkarenitan.

7.5.5.4 Pasir Plaser

Pasir plaser (*placer sand*) merupakan tipe pasir yang jumlahnya relatif tidak banyak. Walau demikian, dilihat dari kacamata mineralogi, pasir itu sangat menarik. Selain itu, meskipun volumenya kecil, namun pasir plaser seringkali memiliki nilai ekonomis yang tinggi karena kaya akan titanium, zirkon, dan thorium. Plaser merupakan akumulasi lokal yang dihasilkan oleh aksi sungai dan gisik. Pasir plaser biasanya relatif tipis (ketebalannya jarang > 1 atau 2 m) dan memiliki penyebaran yang relatif terbatas.

Contoh pasir plaser gisik masa kini sangat banyak. Pasir plaser di Oregon (Griggs, 1945) memiliki konsentrasi kromit; pasir plaser di Florida dimanfaatkan karena relatif kaya akan ilmenit, zirkon, dan rutil (Martens, 1928). Pasir plaser tua juga relatif banyak dan telah dieksploitasi. Sebagai contoh, pasir Cohansey (Pliosen) di New Jersey telah dieksploitasi karena mengandung rutil (Markewicz, 1969) dan pasir Kapur Akhir di Montana dieksploitasi karena mengandung magnetit dan titan (Stebinger, 1914).

Salah satu tipe batupasir plaser yang luar biasa ditemukan di Rand Basin (Prakambrium), Afrika Selatan, yang mengandung lapisan-lapisan tipis pirit detritus (Ramdohr, 1958).

7.5.5.5 Itacolumit

Itacolumit (*itacolumite*) adalah sekis kuarsa yang aneh. Nama Itacolumit sendiri diambil dari nama sebuah gunung di Brazil, yakni Gunung Itacolumi. Menurut Holmes (1928), orang yang pertama-tama memberi nama itacolumit adalah Humboldt. Itacolumit disusun oleh partikel-partikel kuarsa yang saling kesit dan sebagian mika. Itacolumit cukup fleksibel dan, oleh karena itu, sering dinamakan "batupasir fleksibel" ("*flexible sandstone*") (Cayeux, 1929; Ginsburg & Lucas, 1949). Sebenarnya, itacolumit mungkin bukan batupasir, melainkan batuan metamorf. Itacolumit juga ditemukan di North Carolina (Foushee, 1954).

7.6 DIAGENESIS BATUPASIR

Tidak lama setelah pengendapan, pasir mulai menua dan berubah karakternya. Pasir tidak lagi merupakan material granuler lepas, melainkan tertransformasi menjadi batuan padat. Proses penambahan usia itu kompleks dan belum dapat dipahami sepenuhnya. Sebagian proses itu seluruhnya merupakan proses mekanis: pemecahan partikel, pelengkungan dan deformasi mika detritus, serta penekanan partikel-partikel pelit yang relatif lemah. Walau demikian, proses itu pada dasarnya merupakan proses kimia yang melibatkan pelarutan, represipitasi, dekomposisi, dan reaksi pada ruang antar partikel. Redistribusi material, seperti pelarutan kuarsa pada satu tempat serta presipitasinya di tempat lain, mendorong terjadinya sementasi dan penurunan volume ruang pori. Unsur rangka yang kurang stabil akan terdegradasi dan kehilangan identitasnya, tertransformasi menjadi matriks kristalin, dan kemudian dapat berinteraksi dengan unsur rangka yang relatif stabil. Hasil akhir dari *pressure solution*, devitrifikasi (pada material opal dan gelas), serta dekomposisi unsur detritus yang tidak stabil adalah terubahnya kemas batuan, hilangnya sebagian atau seluruh porositas, tersamarkannya tekstur asal, dan transformasi batuan menjadi kumpulan mineral yang lebih mendekati kesetimbangan.

Perubahan-perubahan tersebut di atas mempengaruhi pasir dengan cara yang berbeda. Pasir kuarsa murni hanya mengalami perpindahan larutan kuarsa dan pengkonversian

menjadi ortokuarsit. Pasir tidak matang, terutama *lithic arenite* yang banyak mengandung fragmen batuan yang tidak stabil, terkonversi menjadi *graywacke*. Pasir vulkaniklastik mungkin mengalami perubahan yang paling dramatis; perubahan itu tidak berbeda dengan perubahan pada *retrograde metamorphism*.

Gejala-gejala berskala besar seperti *load cast*, *slump fold*, dsb yang disebabkan oleh "deformasi sedimen lunak" biasanya tidak dipandang sebagai gejala diagenetik. Diagenesis melibatkan perubahan tekstur dan komposisi, namun tidak menghasilkan struktur. Walau demikian, struktur tertentu seperti konkresi dan stilolit dianggap sebagai produk diagenesis. Dalam buku ini, gejala-gejala segregasi berskala besar—nodul dan konkresi—akan dibahas secara khusus pada Bab 12.

7.6.1 Sementasi

Material yang dipresipitasikan secara kimiawi dan berperan sebagai semen dalam banyak batupasir merupakan material utama penyusun batuan tersebut. Jika ruang pori batuan tersebut kemudian terisi seluruhnya oleh material penyemen, maka semen akan membentuk $\frac{1}{4}$ hingga $\frac{1}{3}$ ruang batuan. Stratum batupasir yang tebalnya 100 m, misalnya saja, akan mengandung material penyemen yang apabila dikumpulkan dapat membentuk lapisan yang tebalnya 25 hingga 30 m. Selain itu, sementasi merupakan tahap akhir dalam pembentukan batupasir. Pengetahuan kita mengenai sementasi masih belum lengkap dan belum memuaskan; apa yang dewasa ini dianggap sudah cukup dipahami adalah asal-usul dan cara penempatan semen.

Masuknya semen jelas akan mempengaruhi porositas dan permeabilitas batuan. Karena itu, pemelajaran sementasi sangat menarik dilihat dari kacamata pemelajaran pergerakan fluida melalui batuan serta perkiraan mengenai volume total fluida tersebut. Sementasi, jika berlangsung lengkap, akan menghasilkan pasir "ketat" yang tidak mampu menyimpan dan mengalirkan fluida, misalnya air tanah, minyak bumi, dan gas bumi.

Banyak spesies mineral diketahui memegang peranan sebagai material penyemen. Material penyemen yang biasa ditemu-kan adalah silika (umumnya berupa kuarsa). Kuarsa

biasanya diendapkan sebagai *overgrowth* pada permukaan kuarsa detritus. Di bawah kondisi yang relatif luar biasa, silika tidak diendapkan sebagai kuarsa, melainkan sebagai opal atau kalsedon. Batu-pasir dengan semen opal umumnya berumur relatif muda. Faktor-faktor yang memicu pembentukan opal sebagai material penyemen belum dipahami sepenuhnya, meskipun material itu agaknya berkaitan dengan konsentrasi ion (Milot dkk, 1963). Semen opal dalam batupasir Ogallala, Kansas, ditafsirkan merupakan produk *replacement* pada batupasir yang semula ter-semenkan oleh kalsit (Frye & Swineford, 1946). Lapisan-lapisan debu vulkanik yang berasosiasi dengan formasi itu ditafsirkan merupakan sumber silika yang kemudian memasuki batupasir tersebut. Pasir yang tersemenkan oleh opal umumnya berasosiasi dengan lapisan-lapisan debu vulkanik. Contohnya adalah Formasi Gueydan (Tersier) di Texas (McBride dkk, 1968).

Berbagai karbonat, terutama kalsit, juga sering berperan sebagai material penyemen. Dolomit juga dapat berperan sebagai semen, meskipun tidak sesering kalsit. Meskipun siderit relatif jarang berperan sebagai semen, namun sebenarnya lebih sering daripada apa yang diperkirakan selama ini. Semen siderit jarang ditemukan dalam singkapan semata-mata karena siderit tidak stabil di bawah kondisi atmosfer. Banyak batupasir yang tersemenkan oleh material pengandung besi sebenarnya merupakan batupasir sideritan. Penelaahan terhadap sebagian batupasir yang berbintik-bintik menunjukkan bahwa setiap bintik itu, berupa suatu daerah kecil yang tersemenkan oleh limonit, merupakan produk oksidasi siderit. Sebagian siderit itu masih dapat ditemukan di bagian tengah bintik tersebut.

Oksida besi, dan kadang-kadang sulfida besi, dapat berperan sebagai material penyemen. Silikat yang dapat berperan sebagai semen adalah felspar, kaolinit dan mineral lempung lain, serta zeolit. Meskipun lempung dapat terjebak pada saat pengendapan, namun sebagian kaolinit benar-benar dipresipitasikan sebagai zat kristalin kasar dalam ruang pori (Donaldson, 1967; Carrigy & Mellon, 1964). Zeolit sering ditemukan dalam batupasir vulkanik atau batupasir yang mengandung gelas vulkanik (Hay, 1966; Weeks & Eargle, 1963). Barit dan anhidrit merupakan material penyemen minor yang hanya memegang peranan penting secara lokal.

Hasil penelitian Tallman (1949) terhadap semen batupasir mendukung gagasan lama yang menyatakan bahwa silika merupakan semen yang paling umum dalam batupasir tua, sedangkan silika dan karbonat merupakan semen utama dalam batupasir Mesozoikum dan Kenozoikum. Kebenaan dari hasil pengamatan Tillman itu tidak terlalu jelas. Semen karbonat dalam batupasir tua mungkin telah tergantikan oleh silika, atau mungkin terlindi.

Hubungan antara semen dengan unsur rangka pasir sangat menarik, dan penting, untuk dikaji. Jika mineralogi semen sama dengan mineralogi partikel detritus, maka produk akhir dari *secondary overgrowth* pada partikel-partikel mineral akan berupa agregat kristalin yang saling kesit. Jika mineralogi semen tidak sama dengan mineralogi partikel detritus, maka keduanya dapat memperlihatkan hubungan tekstur yang beragam. Kalsit dalam batupasir yang tersemenkan sebagian, misalnya saja, dapat diendapkan sebagai selimut partikel-partikel renik (*drusy coating*) pada partikel detritus, sebagai mosaik diantara partikel-partikel detritus, atau sebagai partikel poikiloblastik yang mengandung banyak partikel detritus (Fuhrmann, 1968). Semen opal dan kalsedon dapat membentuk selimut yang bentuknya mirip dengan agate pada unsur-unsur rangka atau sebagai endapan botryoidal dengan serat-serat yang bentuknya mirip dengan kipas. Semen lain, misalnya kaolin, dapat muncul sebagai material polikristalin membongkah yang mengisi ruang pori.

Pada beberapa kasus, terutama pada kasus semen karbonat, ada reaksi antara semen dengan unsur-unsur rangka. Semen tampaknya "memakan" partikel detritus sebagaimana diperlihatkan oleh kontak yang tidak beraturan dan kontak "teluk" antara semen dengan unsur rangka. Pada beberapa tempat, hal itu berlangsung demikian jauh sedemikian rupa sehingga partikel asal hanya tersisa sebagai jejak-jejak mineral sisa yang terorientasi dan yang mengalami pemadaman secara bersama-sama. Rijang, felspar, bahkan kuarsa, rentan terhadap korosi seperti itu dan dapat digantikan oleh karbonat.

Semen biasanya mengisi semua atau sebagian ruang pori yang ada dalam pasir (gambar 7-8). Dalam beberapa kasus, semen karbonat dalam batupasir memiliki volume yang luar biasa banyaknya sehingga menyamai bahkan melebihi volume kuarsa detritus. Pada kondisi seperti itu, partikel-partikel kuarsa detritus itu tampak "mengambang" diantara

semen karbonat (gambar 7-8C). Menurut sebagian ahli, hal itu terjadi akibat rekristalisasi karbonat detritus yang semula diendapkan bersama-sama dengan kuarsa detritus. Waldschmidt (1941) berpendapat bahwa hal itu terjadi karena pertumbuhan semen yang pada gilirannya mendorong partikel-partikel kuarsa detritus untuk terpisah satu dari yang lain. Hal itu juga dapat terjadi akibat korosi dan penggantian partikel-partikel detritus oleh semen karbonat sebagaimana telah dijelaskan di atas.

Sebagian batupasir memiliki lebih dari satu spesies mineral penyemen. Pada kasus seperti itu, adalah suatu hal yang penting untuk menentukan paragenesis atau umur relatif dari setiap semen itu. Waldschmidt (1941) berkeyakinan bahwa ada suatu urutan presipitasi dalam batupasir Rocky Mountain yang dipelajarinya. Kalsit terbentuk setelah kuarsa; jika ada tiga material penyemen, maka yang pertama kali terbentuk adalah kuarsa, kemudian diikuti oleh dolomit, dan terakhir kalsit. Jika ada empat material penyemen, maka yang pertama kali terbentuk adalah kuarsa, kemudian dolomit, berikutnya adalah kalsit, dan terakhir adalah anhidrit. Dalam beberapa batupasir yang mengandung tiga spesies semen, urut-urutannya adalah kuarsa, dolomit, dan anhidrit. Heald (1950), berdasarkan hasil penelitiannya terhadap batupasir Paleozoikum di West Virginia, juga menemukan bukti-bukti yang menunjukkan bahwa kalsit terbentuk setelah kuarsa. Walau demikian, berdasarkan hasil penelitian-nya terhadap batupasir Tersier di California, Gilbert (1949) menemukan bukti-bukti yang mengindikasikan bahwa dolomit (dan dalam beberapa kasus juga kalsit) terbentuk lebih dahulu dibanding kuarsa.

Secara umum, urut-urutan presipitasi beberapa mineral penyemen dapat ditentukan berdasarkan prinsip yang menyatakan bahwa mineral yang terbentuk lebih dahulu akan memiliki bentuk yang lebih baik atau perawakan yang lebih euhedral serta akan lebih dekat dengan dinding ruang pori dibanding mineral yang terbentuk kemudian. Mineral yang terbentuk terakhir kali akan menutupi ruang-ruang yang belum terisi oleh semen sehingga bentuknya akan mengikuti ruang yang ada. Namun, dapatkah diasumsikan bahwa mineral-mineral itu terbentuk dalam ruang kosong? Hadding (1929), Cayeux (1929), dan Swineford (1947) memaparkan adanya batupasir yang pertama-tama tersemenkan oleh kalsit, namun

semen itu kemudian digantikan oleh kuarsa. Bukti proses penggantian seperti itu adalah adanya inklusi kalsit dalam kuarsa sekunder. Dengan demikian, euhedralisme mungkin bukan merupakan petunjuk yang pasti untuk menentukan umur relatif mineral.

Masalah bagaimana dan kapan pasir menjadi tersemenkan serta sumber material penyemen masih belum dapat terpecah-kan. Banyak ahli sejak lama memperkirakan bahwa air meteorik (*meteoric water*) atau air artesis (*artesian water*) membawa material penyemen ke dalam batupasir dan kemudian mengendapkan silika atau karbonat. Memang, para ahli telah mengetahui bahwa airtanah membawa material tersebut dalam bentuk larutan, bahwa ada aliran artesis dalam batuan, dan bahwa material tersebut dapat terpresipitasikan dari larutan. Van Hise (1904) membahas masalah tersebut secara panjang lebar. Dia memperkirakan bahwa silika (atau material penyemen lain) terlarutkan dalam zona pelapukan, kemudian diendapkan kembali dalam batupasir sebagai semen. Walau demikian, Van Hise menyatakan bahwa kadar silika dalam airtanah sangat rendah. Kadar silika dari air yang berasal dari *igneous terrane* berkisar mulai dari sekitar 10 ppm hingga sekitar 70 ppm (White dkk, 1963). Dengan mengambil angka 20 ppm sebagai contoh kasus, Van Hise memperkirakan bahwa untuk dapat menyemen 1 mil kubik pasir yang memiliki porositas 26%, akan diperlukan 130.000 mil kubik airtanah. Karena sebagian batupasir, terutama batupasir dalam cekungan struktur yang dalam, terisi oleh air garam, banyak ahli memperkirakan bahwa tidak ada air meteorik yang bersirkulasi melalui batuan tersebut. Jadi, untuk menjelaskan pembentukan semen dalam batuan tersebut, kita perlu memikirkan kemungkinan-an sumber lain untuk material penyemen tersebut.

Johnson (1920) berpendapat bahwa silika yang menjadi material penyemen mungkin berasal dari air konat (*connate water*). Air konat pada dasarnya adalah air laut yang terjebak dalam batuan. Karena air laut rata-rata mengandung silika dalam proporsi yang lebih rendah dibanding air tanah (rata-rata hanya mengandung silika sekitar 4 ppm), jelas sudah bahwa air konat dalam batupasir tidak dapat menghasilkan silika dalam jumlah yang memadai untuk menyebabkan tersemenkannya batupasir. Karena itu, dia berpendapat bahwa air konat yang ada dalam serpih mungkin merupakan sumber dari silika. Serpih

pada mulanya memiliki porositas yang lebih tinggi dibanding pasir serta mengalami kompaksi yang jauh lebih besar dibanding pasir. Selama berlangsungnya kompaksi, fluida yang terjebak dalam pori-pori serpih akan diperas keluar. Lapisan-lapisan batupasir yang berselingan dengan serpih itu dapat berperan sebagai saluran tempat keluarnya air konat. Di bawah temperatur yang relatif tinggi, sejalan dengan bertambahnya kedalaman, air yang terkandung dalam serpih dapat mengandung silika dalam jumlah yang lebih tinggi dibanding angka normal. Silika itulah yang kemudian diendapkan dalam ruang-ruang pori batupasir sebagai semen. Di beberapa tempat, *interstitial water* dari lempung laut-dalam masa kini dapat dijenuhi oleh silika (hingga sekitar 80 ppm). Walau demikian, tingginya kadar silika dalam air itu mungkin terjadi akibat pelarutan cangkang diatom (Siever dkk, 1965). Sumber yang lebih mungkin untuk silika adalah transformasi pasca-pengendapan yang menyebabkan terubahnya monmorilonit dan/atau illit-monmorilonit dari serpih menjadi illit; transformasi itu menyebabkan keluarnya silika (Towe, 1962). Transformasi tersebut terjadi pada tempat yang sangat dalam. Kehadiran illit dalam serpih tua mengindikasikan bahwa mekanisme tersebut berlangsung dalam skala luas. Pengamatan-pengamatan yang dilakukan oleh Füchtbauer (1967b) terhadap sementasi kuarsa dalam batupasir Dogger, dimana tingkat sementasi makin tinggi ke bagian lapisan batuan yang berbatasan dengan serpih, mendukung konsep yang menyatakan bahwa air yang lewat jenuh akan silika berasal dari serpih. Walau demikian, banyak batupasir yang tersemenkan tidak berasosiasi dengan serpih. Bagaimana batupasir seperti itu dapat tersemenkan?

Kesulitan-kesulitan dalam menisbahkan semen, baik pada air artesis maupun pada air yang dilepaskan dari serpih, telah memicu sebagian ahli untuk mencari sumber internal yang memungkinkan terbentuknya silika. Waldschmidt (1941) adalah orang yang pertama kali mengemukakan pendapat bahwa silika yang berperan sebagai semen dalam batupasir berasal dari dalam tubuh batupasir itu sendiri. Pendapat senada dikemukakan oleh Gilbert (1949) dan beberapa ahli lain. Waldschmidt (1941) menyimpulkan bahwa larutan silika pada titik-titik kontak partikel dan presipitasi larutan itu pada ruang pori yang berdekatan dengan titik kontak tersebut merupakan faktor yang bertanggungjawab terhadap

pembentukan batupasir yang tersemenkan oleh silika. Konsep itu pada dasarnya merupakan penerapan prinsip Riecke (*Riecke's principle*) pada batuan yang bukan merupakan batuan metamorf. Batas-batas partikel kuarsa yang saling kesit digunakan oleh Waldschmidt sebagai bukti bahwa proses tersebut di atas memang terjadi dalam batupasir. Kontak cekung-cembung antara partikel-partikel kuarsa (yang analog dengan *pitted pebbles* dalam beberapa konglomerat; lihat Kuenen, 1942) serta batas-batas sutura (mikrostilolitik) antara partikel-partikel lain tampaknya mendukung gagasan Waldschmidt tersebut (Sloss & Feray, 1948; Thomson, 1959; Trurnit, 1968). Jika konsep itu benar adanya, maka kita akan menemukan adanya hubungan antara efek-efek pelarutan dan sementasi dengan kedalaman (serta peningkatan tekanan dan kedalaman sejalan dengan bertambahnya kedalaman). Beberapa peneliti (Taylor, 1950; Maxwell, 1964; Füchtbauer, 1967a) memperlihatkan atau mempostulasikan hubungan seperti itu. Hubungan itu diwujudkan oleh penurunan porositas sejalan dengan bertambahnya kedalaman. Hasil penelitian Taylor (1950) sangat menarik. Dia melakukan pengamatan langsung terhadap khuluk dan jumlah kontak antar partikel sejalan dengan bertambahnya kedalaman dan menyimpulkan bahwa batupasir mengalami proses "kondensasi" sedemikian rupa sehingga kontak antar individu partikel berubah dari kontak tangensial, menjadi kontak cekung-cembung, dan kemudian menjadi kontak sutura. Dengan demikian, jumlah kontak antar partikel sebagaimana yang terlihat dalam sayatan tipis akan meningkat dari 1,6 dalam pasir yang tidak terkonsolidasi menjadi 2,5 pada kedalaman 2885 kaki (sekitar 879 m) dan menjadi 5,2 pada kedalaman 8343 kaki (sekitar 2543 m) (gambar 7-9). Taylor berkeyakinan bahwa perubahan-perubahan itu terjadi akibat pelarutan intrastrata serta akibat aliran padat partikel-partikel kuarsa. Pada kasus aliran padat partikel-partikel kuarsa, volume ruang pori akan berkurang tanpa harus disertai dengan presipitasi kimia. Bukti-bukti adanya tekanan, misalnya pelengkungan mika dan terpecahnya partikel-partikel kuarsa, sering ditemukan. Walau demikian, aliran padat itu sendiri sukar untuk dibuktikan dan kontak cekung-cembung mungkin merupakan efek pelarutan. Di lain pihak, hubungan antara *pressure solution* dengan beban dalam batupasir Karbon Akhir di bagian timur Amerika Serikat yang diteliti

oleh Siever (1959) tidak memberikan kesimpulan yang konklusif. Percobaan-percobaan yang dilakukan oleh Fairbairn (1950), Maxwell & Verrall (1954), Borg & Maxwell (1956), Maxwell (1960), Ernst & Blatt (1964), serta Heald & Renton (1966) menunjukkan bahwa pelarutan dan pengendapan-ulang silika dalam suatu sistem tertutup merupakan suatu realitas dan bahwa sementasi pasir dapat dicapai melalui transfer internal seperti itu.

Bukti petrografi dari pelarutan pada kontak antar partikel tidak selalu jelas. Dalam banyak kasus, tidak ada atau hanya sedikit terlihat adanya penetrasi terhadap partikel. Dalam kebanyakan kasus batas sutura pada kuarsa, batas-batas partikel kuarsa asal sukar atau tidak dapat teramati. Selain itu, Sippel (1968) menunjukkan bahwa partikel-partikel detritus asal dalam sebagian batupasir itu jelas terlihat dengan *cathodeluminescence microscopy* dan bahwa tidak terjadi penetrasi batas-batas partikel. Kuarsa sekunder hampir dapat dipastikan berasal dari hasil pelarutan pada kontak antar partikel. Pye (1944) dan Goldstein (1948) berpendapat bahwa sebagian atau sebagian besar semen silika berasal dari larutan material halus yang semula terkandung dalam pasir. Para ahli umumnya telah mengetahui bahwa, dalam satu larutan tertentu, partikel halus dapat terlarutkan pada waktu yang bersamaan dengan pertumbuhan partikel besar. Karena itu, partikel besar dalam suatu batupasir mungkin tumbuh sejalan dengan penghilangan partikel halus. Walau demikian, karena partikel halus tidak lagi dapat terlihat dalam batuan tersebut, sukar bagi kita untuk membuktikan kesahihan konsep tersebut. Heald (1955, 1956a) berpendapat bahwa silika berasal dari pelarutan intrastrata pada lapisan-lapisan stilolitik. Stilolit sebenarnya jauh lebih sering ditemukan dalam batupasir daripada yang diperkirakan semula dan pelarutan pada lapisan tersebut mungkin menghasilkan silika yang diperlukan untuk sementasi.

Berdasarkan hasil penelitiannya terhadap Oriskany sandstone (Devon) dan batupasir lain di Appalachia, Krynine (1941), yang berpendapat bahwa baik pelarutan intrastrata maupun aliran artesis merupakan mekanisme yang tidak memadai untuk sementasi, menyatakan bahwa "... mungkin sekitar 95% silika 'sekunder' dalam Oriskany sandstone (dan banyak, jika bukan sebagian besar, kuarsit dan rijang) sebenarnya terbentuk pada waktu yang hampir bersamaan dengan pengendapan pasir itu sendiri." Krynine

berpendapat bahwa presipitasi semen silika "berlangsung di dasar laut tidak lama setelah partikel-partikel pasir diendapkan." Dia tidak mengajukan bukti untuk mendukung pendapatnya itu. Selain itu, tidak ditemukannya sementasi dalam pasir laut masa kini, yang berlangsung lebih kurang bersamaan dengan saat diendapkannya pasir tersebut, menyebabkan hipotesis Krynine itu tidak mendapatkan dukungan yang berupa bukti-bukti mendasar.

Air hidrotermal, terutama air di sekitar mata air panas, secara khusus sangat kaya akan silika (dengan kadar ≥ 500 ppm). Walau demikian, air seperti itu agaknya tidak memegang peranan penting dalam sementasi pasir pada skala besar, meskipun sebagian ahli (misalnya Helad, 1956b) melaporkan terjadinya sementasi felspar sekunder di dekat tubuh batuan beku.

Semen karbonat menawarkan permasalahan yang mirip dengan permasalahan yang muncul dalam kaitannya dengan semen silika. Pertanyaan-pertanyaan utama adalah sumber karbonat dan waktu pemindahannya. Air artesis mengandung karbonat larut yang kemudian dapat menjadi semen dalam batupasir.

Sebagian pasir masa kini tersemenkan secara *in situ*. Salah satu contohnya adalah *beach rock*. Walau demikian, *beach rock* umumnya berupa pasir karbonat dan mungkin tersemenkan oleh material yang berasal dari batuan itu sendiri. Batupasir yang tersemenkan oleh aragonit dinisbahkan pada sementasi bawahlaut sebagaimana kasus pasir yang berasal dari paparan luar di dekat Delaware (Allen dkk, 1969). Air laut yang terjebak dalam ruang-ruang pori pasir laut dapat dijenuhi oleh karbonat. Walau demikian, kuantitasnya, jika dipresipitasikan, tidak memadai untuk menyemen pasir. Banyak semen karbonat terbentuk setelah kuarsa dan, oleh karena itu, tidak seumur dengan proses sedimentasi bahkan tidak berkaitan sama sekali dengan lingkungan pengendapan pasir tersebut.

Sumber yang lebih mungkin untuk semen karbonat adalah rangka organisme yang ada dalam pasir. Rangka seperti itu dapat terlarutkan dan terpresipitasikan sebagai semen. Sementasi di sekitar rangka organisme seperti itu atau di dalam rangka *bivalve* (Krynine,

1940) menunjukkan proses distribusi-ulang karbonat pada skala kecil. *Pressure solution* partikel-partikel karbonat dalam batupasir atau dalam formasi yang berdekatan dengannya, baik yang berupa batugamping maupun batupasir, yang mungkin terjadi melalui pengangkutan air pori pada jarak dekat, agaknya merupakan penalaran paling rasional untuk menjelaskan terbentuknya semen karbonat pada tahap akhir perkembangan batuan.

Walau demikian, dalam kaitannya dengan semen, masih banyak pertanyaan yang belum terjawab. Faktor apa yang mengontrol terbentuknya tipe-tipe semen karbonat yang beragam (aragonit, kalsit, dolomit, siderit)? Batupasir yang mengandung dua atau lebih material penyemen merupakan masalah berikutnya. Tidak ada satupun teori sementasi batupasir yang dapat menjawab masalah tersebut. Penyebaran semen memerlukan analisis lebih lanjut. Mengapa suatu pasir "ketat" di tempat ini, namun "lepas" di tempat lain? Apakah hal itu berkaitan dengan sementasi asli atau dengan desementasi yang terjadi kemudian? Jawaban yang diberikan untuk pertanyaan-pertanyaan itu melibatkan pemelajaran hubungan antara kuantitas dan jenis semen dalam batupasir dengan faktor-faktor geologi utama, misalnya struktur dan arus purba. Warner (1965) menunjukkan bahwa semen dalam Duchesne River Formation (Eosen) di Pegunungan Uinta lebih banyak ditemukan di bagian "hulu" dan bahwa jenis semen (kalsit atau kuarsa) berkaitan dengan batuan sumber, dimana kalsit lebih banyak ditemukan apabila batuan sumbernya berupa batugamping. Selain itu, agaknya ada juga hubungan antara kelimpahan semen dengan struktur. Dengan demikian, jelas sudah bahwa kita perlu melakukan "pemetaan" yang lebih banyak terhadap semen batupasir.

7.6.2 Desementasi

Jika fluida pengisi ruang pori dan partikel padat dari suatu batupasir tidak membentuk suatu sistem tertutup, maksudnya jika fluida dapat keluar masuk atau jika ion-ion dapat berdifusi keluar masuk, maka fluida itu selain dapat mempresipitasikan semen, juga dapat menyebabkan terlarutkannya semen. Dengan kata lain, dalam sistem seperti itu, dapat terjadi pelindian semen atau desementasi. Proses seperti itu dapat terjadi pada kasus batupasir karbonatan dalam profil pelapukan. Namun, dapatkah proses seperti itu berlangsung pada skala besar jauh di dalam bumi?

Para ahli telah menemukan bukti-bukti proses penggantian parsial kuarsa dan partikel detritus lain oleh karbonat. Jika material penyemennya berupa kuarsa dan jika ada bukti bahwa material itu terbentuk akibat penggantian matriks karbonat, maka hal itu mengindikasikan telah terjadinya penggantian karbonat dalam jumlah yang banyak. Proses penggantian material karbonat seperti itu terjadi dalam Oriskany Sandstone (Krynine, 1941). Krynine sampai pada kesimpulan tersebut setelah mengamati bahwa sejumlah kecil karbonat muncul sejalan dengan berkurangnya ruang pori serta berkeyakinan bahwa karbonat itu merupakan sisa-sisa pelindian. Jika merupakan produk pengisian parsial ruang pori, material itu akan memperlihatkan sisi-sisi euhedral pada bagian yang bebas (bagian yang mengarah ke ruang pori). Hal itu tidak ditemukan dalam Oriskany sandstone. Mungkin banyak batupasir yang relatif lepas dan batupasir yang tersemenkan kurangkurat, misalnya St. Peter Sandstone (Ordovisium) di Upper Mississippi Valley, dahulu tersemenkan oleh karbonat, namun kemudian kehilangan semen itu akibat aliran air artesis pada arah yang sama dengan arah kemiringan lapisan-lapisan batupasir tersebut. Permukaan partikel kuarsa yang teretsa dalam batupasir ini, dan batupasir lain yang mudah diremas, mungkin merupakan rekaman "penyerangan" partikel kuarsa oleh semen karbonat yang sekarang sudah tidak ada lagi.

Sebagai kesimpulan, agaknya tidak ada alasan untuk menyatakan bahwa tidak terjadi penghilangan material karbonat dari batupasir gampingan karena dalam banyak batugamping sering terjadi pelarutan internal. Beberapa bukti menunjukkan bahwa hal itu

memang dapat terjadi. Selain itu, sebagaimana pada kasus batugamping, pelarutan dapat berlangsung jauh di bawah kondisi freatik pada tempat yang terletak jauh di bawah *water table*. Sebagaimana batugamping, proses itu juga dapat berlangsung secara terbalik dan ruang pori yang semula dihasilkan oleh desementasi dapat terisi kembali oleh semen baru.

7.6.3 Pelarutan Intrastrata

Selain bukti-bukti pelarutan semen, terutama karbonat, batupasir juga memperlihatkan bukti-bukti lain dari pelarutan intrastrata (*intrastratal solution*).

Salah satu bukti yang paling sering ditemukan adalah lapisan stilolit. Stilolit, yang umumnya diperkirakan merupakan gejala batugamping, juga muncul dalam batupasir dan kuarsit. Stilolit tidak hanya muncul sebagai mikrostilolit yang terletak diantara partikel penyusun rangka batupasir, namun juga sebagai gejala bidang perlapisan (Heald, 1955; Stockdale, 1936; Conybeare, 1949).

Stilolit dalam batupasir memperlihatkan kemiripan dengan stilolit dalam batugamping. Stilolit tampak sebagai suatu bidang yang dicirikan oleh gejala saling kesit atau interpenetrasi timbal-balik pada kedua sisinya. Tonjolan-tonjolan yang mirip dengan geligi pada satu sisi tepat berpasangan dengan soket-soket pada sisi lain. Relief stilolit bervariasi mulai dari beberapa milimeter hingga beberapa centimeter. Bidang stilolit itu sendiri dicirikan oleh suatu endapan tipis material yang relatif tidak mudah larut. Dalam batupasir, stilolit itu dapat berupa material batubaraan; dalam kuarsit, stilolit itu dapat disusun oleh oksida besi.

Bukti lebih lanjut dari pelarutan intrastara terdokumentasikan oleh penghilangan selektif beberapa spesies mineral berat tertentu. Pelarutan intrastrata terhadap mineral berat detritus diperlihatkan oleh Bramlette (1941) yang menemukan kumpulan mineral dalam konkresi gampingan dalam Modello Sandstone di California jauh berbeda dengan kumpulan mineral berat dalam batupasir yang terletak di luar konkresi itu (tabel 7-12). Masalah pelarutan intrastrata mineral berat dalam batupasir telah dibahas dalam banyak makalah, terutama makalah yang disusun oleh Pettijohn (1941), van Andel (1952; 1959), dan Weyl

(1950). Adalah suatu hal yang penting untuk menentukan zonasi suatu paket endapan sedimen berdasarkan asumsi tidak terjadinya pelarutan intrastrata. Zona-zona itu mungkin merupakan zona stabilitas, bukan level stratigrafi yang sah (Pettijohn, 1941).

7.6.4 Matriks

Sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, sebagian batupasir, khususnya *graywacke*, memiliki matriks yang disusun oleh material berukuran lanau dan lempung. Asal-usul dan kebenaran matriks telah dibahas oleh Cummins (1962) dan Kuenen (1966) yang menyimpulkan bahwa matriks mungkin merupakan produk diagenesis yang terbentuk melalui proses yang dinamakan *graywackezation*. *Graywackezation* pada dasarnya merupakan proses penghancuran partikel detritus yang tidak stabil. Proses itu bekerja paling efektif dalam pasir yang mengandung partikel vulkanik dalam proporsi yang tinggi, misalnya fragmen batuan afanitik dengan komposisi menengah hingga basa serta gelas. Cummins menyatakan bahwa pasir tua yang terkubur relatif dalam umumnya mengandung matriks yang jauh lebih banyak dibanding pasir yang relatif muda. Hasil penelitian itu dianggap sebagai bukti kuat yang mendukung konsep pembentukan matriks sejalan dengan bertambahnya umur batupasir. Masalah matriks ini telah dibahas panjang lebar pada bagian 7.5.3.

7.6.5 Partikel-Partikel yang Pecah dan Terdeformasi

Batupasir tampaknya tidak kompak sebagaimana kekompakan yang diperlihatkan oleh serpih. Walau demikian, beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa sebagian batupasir mengalami peneraan mekanis atau peneraan fisik murni terhadap pengaruh tekanan. Mika detritus berukuran besar umumnya melengkung atau melingkupi partikel kuarsa yang lebih resisten terhadap tekanan. Dalam beberapa batupasir, partikel kuarsa memperlihatkan gejala pemecahan yang ekstensif. Retakan-retakan itu memotong individu partikel; dua atau lebih retakan berpecah dari satu titik kontak antara partikel tersebut dengan partikel

lain yang berdampingan dengannya. Dalam sejumlah partikel, bagian yang terpecahkan dapat sedikit terotasi, relatif terhadap partikel induk.

Secara umum, di bawah kondisi sedimentasi yang normal, bahkan dalam pasir yang terkubur dalam sekalipun—dalam pasir yang berasal dari sumur yang terletak pada kedalaman 30.000 kaki (9120 m)—partikel kuarsa mempertahankan integritasnya dan hanya memperlihatkan sedikit efek tekanan.

7.7 PETROGENESIS BATUPASIR

Kita telah meninjau berbagai sifat batupasir, penggolongannya, dan fakta-fakta lain mengenai kerabat utama batupasir serta sebagian masalah yang berkaitan dengan pembentukannya. Sekarang kita akan mencoba untuk meninjau batupasir dari kaca-mata yang lebih besar lagi. Kita mencoba untuk memahami faktor-faktor geologi yang mengontrol pembentukan pasir dan menentukan petrografinya. Dengan kata lain, kita ingin mengetahui apa yang dapat dikatakan oleh batupasir mengenai sejarah masa lalu—tentang khuluk batuan sumber, relief dan iklim daerah sumber, serta agen pengangkutan dan lingkungan peng-endapannya.

Pasir terbentuk oleh proses-proses yang kompleks. Khuluk pasir tergantung pada kebenaran relatif dari beberapa proses (gambar 7-10) Pasir mungkin dihasilkan oleh proses pelapukan (baik pelapukan mekanis maupun pelapukan kimia), oleh aktivitas gunungapi, oleh pergerakan tanah (bahkan oleh tumbukan meteorit), serta oleh aksi kimia dan biokimia. Suatu tubuh pasir mungkin dihasilkan oleh satu proses tunggal; tubuh batupasir lain mungkin dihasilkan oleh proses-proses yang kompleks dan mengandung material yang asal-usulnya beragam. Dalam beberapa kasus, produk akhir dari proses-proses tersebut, meskipun dari teksturnya jelas berupa pasir, tidak dianggap sebagai batupasir, melainkan sebagai batugamping atau *tuff*. Dalam bab ini kita hanya menunjukan perhatian pada pasir epiklastik; pasir karbonat dan pasir vulkanik dibahas pada bab-bab tersendiri.

Sebagaimana telah dikemukakan pada Bab 1, batupasir merupakan bagian penting dari rekaman sedimen. Nilai taksiran mengenai kelimpahannya (lihat tabel 2-2) mengindikasikan bahwa batupasir membentuk $\frac{1}{4}$ hingga $\frac{1}{3}$ dari keseluruhan batuan sedimen. Jika kita menerima nilai taksiran yang diajukan oleh Poldervaart (1955) yang menyatakan bahwa volume total sedimen di wilayah benua adalah $176 \times 10^6 \text{ km}^3$, dan mengasumsikan bahwa $\frac{1}{4}$ diantaranya berupa pasir, maka volume total dari batupasir adalah $44 \times 10^6 \text{ km}^3$. Volume sebanyak itu berkorespondensi dengan 120×10^{15} metrik ton.

Apa komposisi pasir itu? Komposisi mineral rata-rata dapat ditaksir dari hasil-hasil analisis kimia yang menunjukkan nilai kuarsa 59%, felspar 22%, kaolin 6%, klorit 4%, kalsit 6%, dan oksida besi 2%. Walau demikian, data tersebut tidak membedakan unsur rangka dengan semen serta tidak memungkinkan diperolehnya nilai taksiran dari prosentase fragmen batuan. Jika semua kaolin dan klorit serta $\frac{1}{3}$ felspar dianggap hadir dalam fragmen batuan, maka batupasir yang tidak mengandung matriks (dengan mengabaikan kalsit dan oksida besi dari daftar itu) akan menghasilkan nilai taksiran kuarsa 65%, felspar 15%, dan fragmen batuan 18%.

Apa kebenaran relatif dari berbagai kerabat batupasir? Beberapa ahli (Krynine, 1948; Tallman, 1949; Middleton, 1969; Pettijohn, 1963) mengemukakan pendapatnya mengenai hal ini. Pendapat itu agak berbeda karena adanya perbedaan dalam mendefinisikan beberapa kategori batupasir serta karena adanya perbedaan dalam hal ukuran dan khuluk sampel yang menjadi bahan kajiannya. Jika *graywacke* berasal dari *lithic arenite* sebagai hasil degradasi unsur rangka (sehingga *graywacke* akan dimasukkan ke dalam kategori *lithic sandstone*), maka proporsi batupasir kuarsa akan berharga sekitar 35%, arkose 15–20%, dan *lithic sandstone* 45–50% (lihat tabel 7-13). *Lithic sandstone* merupakan tipe batupasir yang paling tinggi kelimpahannya. *Lithic sandstone* kenampakannya sangat mirip dengan pasir yang dewasa ini ditemukan di sungai-sungai besar, misalnya Sungai Ohio (Friberg, 1970). Dilihat dari kacamata tertentu, arkose dan batupasir kuarsa merupakan batupasir yang "tidak umum" karena pembentukan dan pengawetannya memerlukan

kondisi khusus, karena provenansi arkose relatif terbatas, dan karena batupasir kuarsa memerlukan stabilitas tektonik yang khusus.

Nilai-nilai taksiran mengenai kelimpahan relatif dan kelimpahan absolut dari pasir, komposisi kimia dan komposisi mineral rata-rata, serta kelimpahan relatif beberapa tipe batupasir sangat menarik untuk dikaji oleh para ahli geokimia yang mempelajari siklus sedimen dan kesetimbangan massa sedimen dalam skala global—pembelajaran pembentukan sedimen, pengangkutannya dari daratan ke laut dan kemudian balik lagi ke daratan, serta penghancuran dan penggabungannya dengan material kerak. Meskipun hal itu menarik untuk dikaji, namun kebanyakan ahli geologi mencari jawaban-jawaban untuk berbagai pertanyaan yang sifatnya lebih transien dan khusus. Apa yang dikatakan oleh batupasir ini mengenai paleogeografi pada saat dia diendapkan? Bagaimana tentang daerah sumber, khuluknya, iklimnya, dan reliefnya? Agen apa yang mengangkutnya dan dalam lingkungan seperti apa batupasir itu diendapkan? Prinsip-prinsip apa yang dapat kita simpulkan mengenai pembentukan dan petrografi pasir?

Faktor-faktor geologi yang mengontrol pembentukan pasir serta yang menentukan jenis pasir yang dihasilkan telah dikemukakan pada beberapa bagian dari bab ini (gambar 7-10). Secara singkat, faktor-faktor itu adalah: (1) batuan sumber; (2) iklim daerah sumber dan iklim lingkungan pengendapan; (3) lingkungan dan/atau agen pengangkutan dan pengendapan; serta (4) tektonik, baik tektonik daerah sumber maupun tektonik tempat pengendapannya. Hubungan antara faktor-faktor geologi tersebut dengan tekstur, struktur, dan komposisi batupasir sangat kompleks dan belum dapat dipahami sepenuhnya. Tidak banyak teori petrogenesis yang komprehensif dapat digunakan untuk memecahkan masalah-masalah tersebut. Sebagian teori itu bahkan tidak lengkap dan masih perlu diperdebatkan.

Batuan sumber dapat dipastikan memegang peranan vital dalam menentukan karakter pasir. Pasir yang dipasok oleh suatu *watershed* kecil yang disusun oleh batuan yang beragam berbeda satu sama lain. Hasil-hasil penelitian terhadap sungai masa kini, terutama Sungai Rhine, menunjukkan efek *bedrock* lokal terhadap komposisi pasir dalam

sungai tersebut (Hahn, 1969; Koldewijn, 1955). Material penyusun pasir yang berasal dari *terrane* vulkanik riolitik (Webb & Potter, 1969) akan berbeda dengan material penyusun pasir yang berasal dari *terrane* granit dan gneis (Hayes, 1962). Pasir sungai yang berasal dari *terrane* vulkanik riolitik kekurangan akan kuarsa (semua kuarsa dalam pasir itu adalah kuarsa vulkanik) dan felspar serta melimpah akan fragmen batuan riolitik, sedangkan pasir yang berasal dari *terrane* granit dan gneis terutama disusun oleh kuarsa dan felspar serta mengandung sedikit bahkan mungkin tidak mengandung sama sekali fragmen batuan. Pemelajaran terhadap cekungan-cekungan sedimentasi masa kini menunjukkan bahwa mineralogi pasir mencerminkan komposisi daerah sumber. Hal itu terutama sangat jelas terlihat pada kasus kerabat mineral berat dalam pasir sebagaimana yang diperoleh oleh hasil-hasil penelitian di Gulf of Mexico (Davies & Moore, 1970) dan di Laut Utara (Baak, 1936).

Walau demikian, pasir yang berasal dari suatu daerah memiliki komposisi yang berbeda dengan batuan di daerah sumber. Sebagian mineral lebih rentan terhadap pelapukan dibanding mineral lain dan mengalami proses penghilangan secara selektif. Penghilangan itu ditentukan oleh khuluk mineral itu sendiri (Gruner, 1950). Urut-urutan penghilangan mineral telah dapat ditentukan secara empiris (Goldich, 1938). Walau demikian, penghilangan itu juga tergantung pada khuluk dan intensitas proses pelapukan serta lamanya proses itu berlangsung. Iklim sangat menentukan proses pelapukan; tektonik mengontrol relief. Di daerah berrelief rendah dan iklim hangat lembab, hanya spesies mineral yang stabil saja yang dapat selamat dari penghancuran akibat pelapukan. Pada daerah berrelief tinggi, erosi makin tinggi dan pelapukan akan terinterupsi setengah jalan sedemikian rupa sehingga spesies mineral yang tidak stabil akan dapat selamat dari penghancuran dan muncul dalam pasir. Data pengamatan yang ada selama ini mendukung prinsip umum tersebut. Data pengamatan yang dikumpulkan oleh Krynine terhadap laju pembentukan batupasir yang sangat kaya akan felspar di daerah tropis Mexico juga mendukung konsep-konsep tersebut.

Efek agen pengangkut (angin, gelombang, sungai, dsb) serta lingkungan pengendapan (gisik, delta, gumuk, dsb) terhadap petrografi pasir relatif sedikit. Meskipun para ahli telah berusaha untuk mengaitkan parameter-parameter tekstur, pembundaran partikel, dan sifat-sifat lain dengan agen atau lingkungan pengendapan, namun hasilnya sebagian besar bersifat negatif. Hal itu antara lain terjadi karena banyak sifat partikel—besar butir, bentuk butir, kebundaran, dan komposisi—hanya sedikit berubah oleh abrasi selama terangkut. Terlebih penting lagi, banyak diantaranya merupakan "warisan" dari siklus sedimentasi sebelum-nya dan tidak mengiindikasikan lingkungan pengendapan terakhir. Meskipun banyak bukti eksperimen dan bukti lapangan mendukung pandangan tersebut, namun beberapa bukti geologi yang berlawanan menunjukkan bahwa lingkungan dapat meninggalkan jejak dalam petrografi batupasir. Folk (1960) menafsirkan fasa ortokuarsit membundar dalam Tuscarora formation (Silur) di West Virginia sebagai produk "pembersihan" pasir menyudut tanggung yang kurang matang dalam lingkungan gisik. Kellerward Quartzite (Karbon Awal), suatu pasir kuarsa murni di geosinklin Variscan, sebelah barat Sungai Rhine, ditafsirkan sebagai gosong tepi paparan—produk *winnowing* dan *reworking graywacke* (Meischner, 1971).

Gagasan yang menyatakan bahwa tektonik merupakan faktor utama yang mengontrol petrografi batupasir muncul dari hasil pengamatan yang menunjukkan bahwa kematangan pasir pada kraton, atau pasir yang berasal dari kraton, jauh lebih tinggi dibanding kematangan pasir yang diendapkan dalam geosinklin, terutama pasir yang berasal dari "*tectonic land*." Batupasir tipikal untuk eugeosinklin adalah *graywacke*; batupasir tipikal untuk kraton adalah ortokuarsit. Pasir miogeosinklin yang berasal dari kraton atau *foreland* umumnya ortokuarsit; pasir yang berasal dari *interior tectonic land* adalah *lithic sandstone* atau *gray-wacke*. Dari data seperti itu, sebagian ahli kemudian menyimpulkan bahwa stabilitas tektonik menentukan ciri-ciri petrografi dari batupasir. Sebagai contoh, di bagian tengah Pegunungan Appalachia, batupasir yang berasal dari barat atau dari kraton—yakni pasir Weverton dan Antietam (Schwab)—adalah ortokuarsit dan protokuarsit; pasir yang berasal dari tenggara—yakni batupasir Martinsburg (McBride, 1962), Juniata, Bald Eagle

(Yeakel, 1962), Pocono (Pelletier, 1958), dan Mauch Chunk dan Pottsville (Meckel, 1967)—adalah *lithic arenite* atau *graywacke*. Pasir Tuscarora (Yeakel, 1962) yang berasal dari tenggara umumnya berupa *subgraywacke* atau protokuarsit, namun di beberapa tempat berubah menjadi ortokuarsit. Pasir geosinklin Coronation Gulf (Hoffman dkk, 1970) yang berasal dari kraton stabil yang terletak di sebelah timur cekungan tersebut (Hornby Channel, Kluziai di Great Slave Lake dan Western River, Odjick, dan Burnside River di daerah Epworth-Goulburn) berupa subarkose dan ortokuarsit. Pasir yang berasal dari sisi yang bersebrangan dari geosinklin itu, dan sedikit lebih muda daripadanya (Recluse di daerah Epworth dan pasir Pethei Group di Great Slave Lake) adalah *graywacke*.

Krynine (1942) adalah salah seorang yang pertama-tama memformulasikan suatu teori yang lengkap mengenai petro-genesis batupasir, dimana tektonik dipandang sebagai faktor utama yang mempengaruhi komposisi batupasir. Dia mengaitkan setiap tipe batupasir dengan satu jenjang daur distrofisme tertentu. Pandangan seperti itu, dengan sedikit penyempurnaan, didukung oleh ahli lain (Dapples, 1947; Dapples dkk, 1948; Pettijohn, 1943). Van Andel (1958) meninjau ulang konsep tersebut dan mencoba untuk mencari faktor-faktor geologi yang menentukan petrografi batupasir Kapur, Paleosen, dan Eosen di bagian barat Venezuela. Dia berkeyakinan bahwa material sumber (bukan tektonik) merupakan faktor dasar yang mengontrol komposisi batupasir dan bahwa lingkungan hanya menentukan tekstur dan kematangan tekstur. Dia menyatakan bahwa "tidak ada kontrol tektofasies yang sistematis terhadap tekstur dan kematangan tekstur", kemudian menambahkan bahwa "kematangan mineralogi tidak mencerminkan tektofasies cekungan pengendapan". Dengan demikian, petrografi batupasir lebih mencerminkan batuan sumber. Tektonik hanya berpengaruh selama tektonik itu merupakan faktor yang mengontrol relief daerah sumber.

Hingga tingkat tertentu sebagian besar peneliti beranggapan bahwa subsidensi dan pengangkatan cekungan berlangsung secara berpasangan. Asumsi seperti itu tidak sah jika daerah sumbernya jauh dari cekungan pengendapan, misalnya saja pada kasus sebagian besar sistem sungai besar.

Sebagai kesimpulan, dapat dikatakan bahwa secara umum petrografi batupasir (1) merupakan petunjuk yang berharga untuk mengetahui provenansi serta secara tidak langsung mengindikasikan pula iklim dan relief daerah sumber; dan (2) komposisi batupasir umumnya tidak sensitif terhadap lingkungan pengendapan. Hubungan antara karakter petrografi dengan tektonik belum dapat dipahami sepenuhnya, namun agaknya dalam banyak geosinklin ada perbedaan yang cukup berarti antara batupasir yang berasal dari *foreland* stabil dengan batupasir berasal dari bagian *interior* geosinklin (atau apa yang disebut sebagai "*tectonic land*").

BAB 8

SERPIH, ARGILIT, DAN BATULANAU

8.1 TINJAUAN UMUM

Diantara berbagai jenis batuan sedimen yang paling sering ditemukan, serpih (shale) merupakan batuan yang memiliki kelimpahan paling tinggi. Serpih membentuk sekitar 1/2 kolom geologi—44% menurut Schuchert (1931), 46% menurut Leith & Mead (1915), dan 56% menurut Kuenen (1941). Serpih membentuk sekitar 32% batuan sedimen Paleozoikum dan Kenozoikum yang ada di kraton Amerika Utara (angka itu merupakan nilai taksiran yang didasarkan pada data yang dikemukakan oleh Sloss, 1968) dan membentuk 44% paket endapan geosinklin di Jackson, Wyoming (Schwab, 1969). Blatt (1970) memperkirakan bahwa 69% sedimen benua yang ada di seluruh permukaan bumi berupa serpih. Berdasarkan pertimbangan-pertimbangan geokimia tertentu, serpih membentuk 80% semua sedimen yang dihasilkan selama sejarah geologi (Clarke, 1924).

Meskipun memiliki kelimpahan yang tinggi, namun serpih tidak tersingkap baik sebagaimana batugamping dan batupasir yang lebih resisten daripadanya. Selain itu, karena teksturnya yang halus dan komposisinya yang kompleks, serpih tidak begitu dipahami sebagaimana material sedimenter yang lain. Halusnya butiran penyusun serpih menyebabkan pengamatan sayatan tipis serpih menjadi sukar untuk dilaksanakan. Banyak material penyusun serpih tidak dapat dikenal di bawah mikroskop sedemikian rupa sehingga tidak dapat dinekal dengan metoda-metoda optik. Pengenalan material penyusun serpih harus didasarkan pada hasil-hasil analisis komposisi kimia atau pada teknik-teknik penelitian khusus, misalnya difraksi sinar-X dan differential thermal analysis. Metoda-metoda itupun sebenarnya gagal untuk memberikan semua data yang relevan dan diperlukan untuk analisis petrografi. Karena itu, pemerian, penggolongan, dan penafsiran serpih dan argilit dewasa ini belum memadai dan belum lengkap.

Walau demikian, endapan argilit memiliki nilai ekonomis yang cukup tinggi. Banyak lempung dan sebagian serpih merupakan bahan dasar untuk membuat batubata, tegel, genteng, gerabah, dan alat-alat yang dibuat dari keramik. Serpih lempung (clay shale), apabila dicampur dengan batugamping dalam proporsi tertentu, dibakar, dan diolah untuk menghasilkan semen portland. Sebagian lempung yang memiliki nilai kemurnian tinggi dapat berperan sebagai filler untuk kertas. Sabak, yang merupakan turunan metamorfis dari serpih, dapat dipecah-pecah untuk dijadikan genteng, panel listrik, dan papan tulis. Sebagian serpih dapat didestilasi di bawah temperatur tinggi untuk menghasilkan suatu material yang, jika dikilang, menjadi bahan bakar dan bahan lainn.

Peningkatan rasa tertarik para ahli terhadap sedimen argilit terutama dipicu oleh pemahaman yang lebih baik terhadap mineral lempung. Mineral lempung (clay minerals) dapat dipahami dengan lebih baik sejalan dengan ditemukannya teknik difraktometri sinar-X dan teknik-teknik lain. Sumbangan-sumbangan pemikiran mengenai mineral lempung disajikan dalam beberapa proceedings konferensi mineral lempung (clay-mineral conference), yang dimulai sekitar 1951, dan dalam beberapa monograf seperti yang disusun oleh Grim (1968), Millot (1949, 1964), dan Carroll (1970). Secara umum, literatur lama kurang banyak membahas tentang mineral lempung dan kurang memberikan perhatian yagn memadai terhadap berbagai masalah sedimen argilit. Aspek-aspek ekonomis dari mineral lempung telah dibahas oleh Ries (1927) dan Grim (1962). Aspek-aspek lain dibahas oleh Boswell (1961). Bagi pembaca yang ingin mengetahui lebih jauh mengenai mineral lempung dipersilahkan untuk menelaah karya-karya tulis tersebut di atas serta karya-karya tulis yang disajikan di bagian akhir bab ini.

8.2 DEFINISI DAN TERMINOLOGI

Tata peristilahan yang digunakan untuk lempung dan telah dibahas panjang lebar oleh Twenhofel (1937) dan baru-baru ini oleh Clark (1954) dan Tomadin (1964).

Lempung (clay) didefinisikan sebagai suatu tanah plastis alami (meskipun sebagian lempung tidak plastis) yang disusun oleh hydrous aluminium silicate (yakni "mineral lempung") dan material berbutir halus (lempung adalah sedimen dengan butiran-butiran yang berukuran kurang dari 0,002 atau 1/256 mm). Definisi yang didasarkan pada besar butir paling tidak memuaskan karena sebagian besar lempung komersil bukan merupakan lempung menurut definisi tersebut. Definisi yang didasarkan pada komposisi mineral juga keliru karena mineral lempung mungkin hanya menyusun 1/3 total batuan, bahkan mungkin kurang dari itu. Twenhofel (1937) menyatakan bahwa partikel-partikel kecil hendaknya didominasi oleh mineral lempung dan bahwa lempung hendaknya mengandung partikel berukuran lempung dalam jumlah yang banyak (> 50%). Menurut definisi ini, mineral lempung mungkin dapat membentuk 1/4 dari apa yang disebut sebagai lempung.

Clark (1954) mendefinisikan serpih (shale) sebagai batuan detritus yang partikel-partikel penyusunnya memiliki diameter kurang dari 1/16 mm. Dengan demikian, menurut definisi tersebut, istilah serpih mencakup baik batulanau maupun batuan yang biasa dinamakan serpih. Walau demikian, kebanyakan peneliti membagi material halus ke dalam dua kategori: lanau dan lempung yang berturut-turut menyusun batulanau dan batulempung. Udden (1914) menempatkan batas pemisah antara lanau dengan lempung pada angka 1/256 mm. Walau demikian, Krumbein & Sloss (1951) menganggap 1/100 mm lebih sesuai karena sedimen yang lebih kasar dari itu memiliki karakter lapangan yang mirip dengan batupasir (kekompakan, semen, laminasi silang-siur gelembur), sedangkan sedimen yang lebih halus dari itu memiliki karakter yang biasa dimiliki oleh serpih (slaking, plastis jika basah, dsb).

Ahli lain menggunakan parameter lain dalam penggolongan dan tatanama sedimen berbutir halus. Batulempung (claystone) adalah lempung yang telah terkompaksi. Jika batulempung memiliki penyubanan, maka dapat disebut serpih. Walau demikian, sebagian

ahli (mis. Shrock, 1948; Flawn, 1953) menggunakan istilah batulempung untuk menamakan batuan yang kurang kompak dibanding serpih.

Serpih adalah batuan yang berlamina atau batuan yang memperlihatkan gejala penyubanan. Istilah serpih digunakan secara terbatas pada endapan yang telah terkubur atau endapan purba. Untuk batulempung yang tidak memiliki penyubanan dan tidak berlamina, namun blocky dan masif, digunakan istilah batulumpur (mudstone).

Dalam pengertian yang lebih terbatas, Ingram (1953) mendefinisikan batulempung sebagai batuan masif yang mengandung lempung dalam jumlah yang lebih banyak dibanding lanau; istilah batulanau (siltstone) digunakannya untuk menamakan batuan masif yang mengandung lanau dalam jumlah yang lebih banyak dibanding lempung. Untuk menamakan batuan yang proporsi lanau dan lempungnya tidak diketahui atau tidak dapat dinyatakan secara pasti, Ingram menggunakan istilah batulumpur (mudstone). Istilah serpih lempung (clay shale), serpih lanau (silt shale), dan serpih lumpur (mud shale) diusulkan untuk menamakan berturut-turut batulempung, batulanau, dan batulumpur yang memperlihatkan gejala penyubanan.

Twenhofel (1937) memperluas pengertian batulumpur (mudstone) hingga mencakup semua kerabat batuan argilit. Sebagian ahli, termasuk Pettijohn, cenderung membatasi pengertian istilah tersebut hingga hanya mencakup batuan-batuan yang memiliki besar butir dan komposisi seperti serpih, namun tidak memperlihatkan lamina dan/atau penyubanan (Picard, 1953).

Lanau adalah material yang diameternya antara 1/16 dan 1/256 mm atau sedimen yang mengandung partikel lanau dalam jumlah 50% atau lebih. Batulanau adalah lanau yang telah mengalami pemadatan. Sebagaimana dikemukakan oleh Krumbein & Sloss (1951), sebagian besar batuan yang diberi nama lanau di lapangan adalah lanau kasar (dengan diameter lebih dari 1/100 mm) dan, berbeda dengan serpih, umumnya diikat oleh semen kimia. Lanau dapat memiliki lapisan silang-siur skala kecil serta dapat memperlihatkan perlapisan konvolut, injeksi, dsb.

Istilah argilit digunakan dengan cara yang beragam. Twenhofel (1937) menerapkan istilah itu untuk menamakan suatu batuan yang berasal dari batulanau atau serpih yang telah mengalami pengompakan sehingga kekompakan argilit lebih tinggi dibanding kekompakan yang biasa dimiliki oleh batulanau atau serpih. Dengan demikian, menurut Twenhofel (1937), argilit memiliki karakter yang merupakan pertengahan antara serpih dan sabak. Grout (1932) menggunakan istilah argilit untuk menamakan lempung atau serpih yang mengeras akibat rekristalisasi dan menggunakan istilah sabak (slate) untuk batuan yang mirip dengan itu, namun memiliki gejala belahan sekunder. Flawn (1953) menggunakan istilah argilit dengan cara yang sama sebagaimana yang dilakukan oleh Twenhofel (1937) serta menggunakan istilah meta-argilit (meta-argilite) untuk menamakan batuan yang mirip dengan argilit, namun telah mengalami rekristalisasi lengkap. Walau demikian, kedua istilah tersebut hanya digunakan untuk batuan yang tidak memperlihatkan belahan atau penyubanan.

Tata peristilahan yang digunakan dalam buku ini untuk batuan-batuan berbutir halus diperlihatkan pada gambar 8-1.

8.3 TEKSTUR DAN STRUKTUR

8.3.1 Besar Butir dan Kemas

Distribusi besar butir atau "komposisi mekanis" lempung dan serpih telah diteliti secara mendetil. Walau demikian, analisis besar butir material seperti itu memiliki keterbatasan. Karena berbutir halus, besar butir partikel lempung biasanya ditentukan berdasarkan metoda-metoda yang didasarkan pada kecepatan penenggelaman diferensial (differential settling velocity). Kecepatan itu sangat dipengaruhi oleh bentuk dan berat jenis partikel, selain oleh besar butirnya. Karena itu, hasil analisis seperti itu dapat menyesatkan karena besar butir yang dihitung berdasarkan kecepatan penenggelaman didasarkan pada premis bahwa partikel-partikel itu merupakan kuarsa berbentuk bola (Krumbein & Pettijohn, 1938). Selain itu, sampel yang dianalisis didispersi seluruhnya sebelum mulai dianalisis. Dispersi seperti itu, yang dilaksanakan dengan bantuan agen-agen fisika dan kimia, mungkin

menyebabkan terhancurkannya atau paling tidak menyebabkan terubahnya distribusi besar butir sampel yang dianalisis. Banyak lempung, terutama lempung yang terakumulasi di laut, berada pada flokulasi parsial atau flokulasi total pada saat diendapkan. Karena itu, kurva distribusi besar butir yang diperoleh dari hasil analisis besar butir itu mungkin jauh berbeda dengan distribusi besar butir sedimen tersebut pada saat diendapkan. Batuan yang sekarang tampak sebagai lumpur homogen mungkin dahulu diendapkan sebagai agregat-agregat pelet serta mungkin terangkut dan terendapkan dalam bentuk pelet. Analisis besar butir yang biasa digunakan pada lumpur seperti itu tidak banyak memberikan informasi mengenai sejarah pengendapannya (Harrison, 1971).

Limitasi yang lebih serius ditemukan dalam serpih tua karena adanya efek diagenesis terhadap distribusi besar butir. Karena material itu berbutir halus dan karena luasnya permukaan total dari partikel-partikel penyusun batuan tersebut, serta karena ketidakstabilan sebagian mineral lempung, maka material itu rentan terhadap perubahan-perubahan diagenesis. Reorganisasi seperti itu akan banyak mengubah distribusi besar butir. Karena itu, untuk alasan tersebut, analisis besar butir lempung dan serpih harus ditafsirkan dengan ekstra hati-hati.

Hasil paling penting dari analisis besar butir, bahkan pengamatan biasa terhadap sayatan tipis batuan yang berbutir halus itu, adalah pengetahuan bahwa sebagian besar serpih mengandung lanau dalam proporsi yang sangat tinggi. Perry Farm Shale (Karbon Akhir) yang ada di Missouri, yang merupakan endapan bahari, meskipun merupakan batuan plastis, mengandung 74% berat pasir halus dan lanau, sedangkan material yang berukuran lempung hanya 14% saja, sedangkan sisanya berupa material karbonat (Keller & Ting, 1950). Serpih yang mirip dengan itu dan ditemukan di Illinois mengandung 68% lanau (Krumbein, 1938). Krynine (1948) memperkirakan bahwa serpih rata-rata mengandung sekitar 50% lanau. Penelitian-penelitian mineralogi yang dilakukan akhir-akhir ini menunjukkan bahwa 2/3 bagian serpih berupa lanau, sedangkan 1/3 bagiannya berupa lempung. Angka-angka tersebut hampir sama dengan hasil penelitian Keller dan Ting

(1950) serta Krumbein (1938). Jika memang demikian halnya, maka komposisi serpih lebih kurang sama dengan komposisi serpih yang ditemukan di Delta Mississippi (lihat tabel 8-1).

Salah satu ciri dari sebagian lempung adalah memiliki struktur pelet (Grim & Allen, 1938; Allen & Nichols, 1943; Harrison, 1971). Pelet adalah agregat mikneral lempung dan kuarsa yang membundar dan berukuran kecil serta tersebar secara tidak merata dalam matriks yang juga disusun oleh mineral lempung dan kuarsa. Pelet mungkin dapat dipisahkan dipisahkan dari matriksnya dengan menggunakan material organik. Dilihat dari ukurannya, pelet memiliki diameter 0,1-0,3 mm, meskipun dalam beberapa kasus ada juga pelet yang panjangnya beberapa milimeter. Pelet dinisbahkan pada aksi arus air; pada kasus lain, pelet itu mungkin berupa pelet kotoran (fecal pellet) (Moore, 1939; Harrison, 1971).

Sebagian batuan argilitan yang asal-usulnya berupa material residu memperlihatkan tekstur sisa yang diwarisi dari material asalnya. Contohnya adalah saprolit yang berasal dari berbagai batuan beku dan batuan metamorf yang berbutir kasar. Dalam batuan tersebut, "hantu" mineral asal terawetkan cukup baik sedemikian rupa sehingga foliasi gneis, porfiroblas, dan gejala-gejala lain dapat terlihat. Contoh lain dari tekstur sisa (relict texture) ditemukan dalam bentonit dan material lain yang terbentuk akibat alterasi in situ pada debu vulkanik. Tekstur lain, yang bukan tekstur sisa, adalah bentuk-bentuk oolitik dan pisolitik yang berkembang dalam sebagian bauksit dan lempung diaspore. Selain itu ada juga penggantian pseudomorfis pada rangka fosil oleh monmorilonit dan tekstur rekristalisasi diagenetik, misalnya "metacryst" mika ilit dalam massa dasar ilitik yang berbutir halus. Walau demikian, sebagian besar serpih tidak memperlihatkan gejala-gejala tersebut. Sebagian besar serpih tidak berstruktur atau berlaminasi.

Serpih yang berlaminasi secara khas memperlihatkan suatu kemas yang dihasilkan oleh orientasi material mikaan yang pipih pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan. Di bawah mikroskop, kecenderungan untuk terletak sejajar seperti itu dapat dengan mudah terlihat. Meskipun banyak individu kristal tidak benar-benar terletak sejajar dengan bidang perlapisan, namun sayatan pada arah yang tegak lurus terhadap bidang perlapisan memperlihatkan suatu efek pemadaman massa seolah-olah sayatan itu memotong satu

kristal tunggal. Mineral-mineral pipih memiliki berkas-berkas sinar lambat yang bergetar pada arah yang sejajar dengan bidang belahannya dan, oleh karena itu, memperlihatkan pemadaman sejajar. Itulah sebabnya mengapa material-material tersebut memperlihatkan pemadaman yang lebih kurang bersamaan.

Walau demikian, dalam sebagian lempung dan serpih, mineral lempung memperlihatkan orientasi random (Keller, 1946). Hal itu mungkin terjadi karena tumbuhnya kristal autigen di beberapa tempat. Pada kasus lain, hal itu mungkin terjadi karena tidak berkesinambungannya kemas asal akibat penggalian organisme.

Lumpur yang baru diendapkan memiliki kadar air yang sangat tinggi serta memiliki porositas yang sangat tinggi. Porositas asal mungkin hingga 70-80% (Trask, 1931). Karena serpih rata-rata hanya memiliki porositas sekitar 13%, maka endapan asal telah mengalami kompaksi yang sangat hebat, pada saat mana air yang ada didalamnya terperas keluar. Bahwa penurunan volume ruang pori terjadi akibat kompaksi, bukan akibat pengisian ruang pori (sebagaimana pada kasus batupasir), diperlihatkan oleh perubahan kemas secara progresif yang cenderung menyebabkan lempeng-lempeng kecil lempung untuk makin sejajar dengan bidang perlapisan (Oertel & Curtis, 1972).

8.3.2 Penyubanan

Banyak serpih memperlihatkan penyubanan primer (primary fissility), yakni kecenderungan batuan untuk membelah atau terpisah-pisah di sepanjang bidang licin yang sejajar dengan bidang perlapisan. Sifat itu berkaitan dengan orientasi mineral mikaan yang ada dalam serpih. Sebagian serpih memiliki penyubanan yang kuat; sebagian yang lain tidak.

Alling (1945) dan Ingram (1953) mencoba untuk menetapkan suatu skala penyubanan (tabel 8-2) serta mengaitkan penyubanan dengan komposisi serpih. Sebagaimana dikemukakan oleh kedua ahli itu, peningkatan kadar material silikaan dan gampingan menyebabkan menurunnya derajat penyubanan serpih (gambar 8-2). Rubey (1931) juga mencatat bahwa penyubanan serpih memperlihatkan hubungan berbanding terbalik dengan

kadar kalsium karbonat dalam serpih. Serpih yang kaya akan material organik, di lain pihak, tampaknya memiliki penyubanan yang sangat tinggi. Contohnya adalah serpih hitam (black shale). Walau demikian, serpih yang terbioturbasi dan batulumpur lanauan tidak memperlihatkan penyubanan.

Rubey (1931) juga mencatat bahwa tidak di setiap tempat gejala penyubanan sejajar dengan bidang perlapisan serta bahwa gejala penyubanan berkembang lebih baik dalam batuan tua, batuan yang kemiringannya paling curam, dan batuan yang memperlihatkan orientasi agregat paling tinggi. Penyubanan kemungkinan sebagian merupakan struktur sekunder yang muncul akibat rotasi dan pertumbuhan mineral mikaan oleh tekanan. Kasus seperti itu jelas terlihat pada sabak, dimana belahan batuan umumnya membentuk sudut yang curam terhadap bidang perlapisan.

Hal yang mungkin lebih menjadi teka-teki adalah argilit yang meskipun berlamina halus dan memiliki komposisi mineral seperti sabak, namun tidak memiliki penyubanan, baik pada arah yang sejajar dengan bidang perlapisan maupun pada arah yang lain.

8.3.3 Laminasi

Laminasi serpih memiliki ketebalan yang berkisar mulai dari 0,05 hingga 1,0 mm (umumnya 0,1-0,4 mm). Laminasi itu agaknya ada tiga jenis: (1) laminasi yang merupakan perselingan partikel-partikel kasar dengan partikel-partikel halus, misalnya perselingan lanau dan lempung; (2) perselingan lauh berwarna terang dengan lauh berwarna gelap yang hanya dapat dibedakan satu sama lain berdasarkan kadar material organik yang ada didalamnya, dimana perbedaan kadar itu merupakan faktor yang bertanggungjawab terhadap munculnya perbedaan warna tersebut; dan (3) perselingan kalsium karbonat dengan lanau. Perselingan berbagai material tersebut agaknya terjadi akibat adanya perbedaan laju penenggelaman diferensial antara partikel-partikel penyusun serpih atau karena adanya perbedaan laju pasokan material-material tersebut ke dalam cekungan pengendapan.

Laminasi dapat disebabkan oleh badai, banjir, atau peristiwa-peristiwa lain yang tidak terlalu hebat. Laminasi juga dapat dinisbahkan pada fluktuasi pasokan material penyusun serpih, dimana fluktuasi pasokan material itu sendiri pada gilirannya dikontrol oleh musim (Bradley, 1929, 1931; Rubey, 1931). Jika laminasi yang paling tipis bersifat persisten dan tidak memperlihatkan efek-efek pengerukan, maka laminasi itu kemungkinan besar bukan terbentuk akibat badai atau arus dasar. Karena banyak laminasi memiliki ketebalan yang sesuai dengan nilai ketebalan yang diperlihatkan oleh laju sedimentasi sebagaimana yang diperkirakan terjadi di masa lalu dan karena nilai ketebalan itu mirip dengan nilai ketebalan yang teramati dalam sedimentasi masa kini serta karena laminasi itu memiliki struktur yang mirip dengan laminasi tahunan yang terbentuk pada masa sekarang, maka banyak laminasi serpih kemungkinan besar merupakan laminasi tahunan (warwa) serta terikat pada siklus iklim tahunan. Daur iklim itu mempengaruhi temperatur, salinitas, kadar garam air, serta pembentukan plankton secara musiman.

Ketidakhadiran laminasi, yang seringkali terjadi, dalam beberapa hal lebih jelas terlihat dibanding laminasi itu sendiri. Sedimentasi yang sangat seragam pada suatu rentang waktu yang sangat panjang dapat menghasilkan sedimen yang tidak memiliki struktur sedimen. Hal yang agaknya lebih mungkin menjadi faktor penyebab tidak munculnya struktur dalam endapan tertentu adalah perombakan dan pemakanan lumpur oleh organisme bentonik pemakan bangkai (Dapples, 1942; Moore & Scruton, 1957). Pada kasus yang disebut terakhir ini, biasa kita masih dapat menemukan sisa-sisa laminasi yang tidak terombakkan.

8.3.4 Konkresi dan Struktur Lain

Serpih dan batulanau umumnya mengandung konkresi. Konkresi gampingan, yang agak pipih dan terletak lebih kurang sejajar dengan bidang perlapisan serta konkresi yang terletak pada bidang perlapisan, sering ditemukan dalam serpih. Konkresi paling sering terlihat dalam perselingan lanau atau batulanau. Serpih hitam cenderung mengandung lapisan cone-in-cone dan, dalam kasus istimewa, nodul dan lapisan rijang. Dalam banyak serpih tidak jarang ditemukan nodul septaria (septarian nodule) dan konkresi lempung

batubesi (clay ironstone concretion). Semua struktur ini akan dibahas secara khusus pada Bab 12.

8.4 KOMPOSISI MINERAL DARI SERPIH DAN ARGILIT

Komposisi lempung dan serpih yang telah terangkut sangat kompleks dan beragam karena material itu disusun oleh produk abrasi (terutama lanau), produk-akhir pelapukan (lempung residu), serta tambahan material kimia atau biokimia (lihat gambar 8-3). Material kimia tambahan itu dapat berupa material yang dipresipitasikan dari larutan dan diendapkan dalam waktu yang bersamaan dengan lempung yang terakumulasi, misalnya kalsium karbonat, atau merupakan material yang terbentuk kemudian akibat adanya reaksi atau pertukaran antara material penyusun lempung dan serpih dengan medium yang ada disekelilingnya (biasanya air laut), misalnya kalium dan magnesium. Beberapa varietas atau subkelas serpih pada dasarnya tergantung pada kebenaran relatif beberapa sumber yang turut menyumbangkan materialnya sebagai bahan pembentuk dasar serpih tersebut. Karena itu, baik komposisi mineral maupun komposisi kimia lempung dan serpih sangat bervariasi. Jenis dan proporsi lanau yang merupakan material mekanis tergantung pada relief dan iklim daerah sumber. Jika material seperti itu tidak hadir atau jarang, batulumpur akan kaya akan material residu dan, di bawah kondisi-kondisi yang sesuai, dapat kaya akan presipitat seperti kalsit, aragonit, siderit, chamosit, silika, dan material organik.

Kehalusan partikel menyebabkan proses penentuan jenis mineral penyusun serpih menjadi sukar untuk dilaksanakan. Di bawah mikroskop, hanya partikel-partikel yang relatif besar saja (partikel-partikel yang berukuran $> 0,01$ mm) yang dapat dikenal dengan cukup pasti. Partikel-partikel itu praktis sama dengan partikel-partikel yang ditemukan dalam lanau atau batupasir halus. Residu penyusun serpih adalah suatu pasta yang tidak dapat dikenal di bawah mikroskop biasa. Fraksi halus dapat dipisahkan dan diletakkan di atas difraktometer sinar-X sedemikian rupa sehingga material penyusunnya akan dapat dikenal dan proporsinya akan dapat diperkirakan. Dengan mengetahui jenis-jenis mineral yang ada, maka kita akan dapat menghitung kemungkinan komposisi mineral suatu lempung atau

serpih berdasarkan hasil analisis kimia (Imbrie & Poldervaart, 1959; Nicholls, 1962; Miesch, 1962). Perhitungan-perhitungan seperti itu memperlihatkan bahwa fraksi kasar sebagian besar berupa kuarsa dan felspar, sedangkan fraksi halus kaya akan mineral lempung, mika lempung, klorit, dan berbagai jenis hidroksida besi.

8.4.1 Mineral Lempung

8.4.1.1 Komposisi dan Struktur

Ketika silikat dari batuan kristalin primer terdekomposisi akibat pelapukan, mereka antara lain akan menghasilkan sekelompok mineral yang dinamakan mineral lempung (clay minerals). Mineral lempung adalah silikat aluminium yang terhidrasi dengan replacement umumnya berupa besi dan magnesium. Mineral lempung berbutir halus, umumnya memiliki ukuran < 5 mikron (dalam beberapa kasus berukuran 1 mikron). Mineral itu tidak hanya muncul dalam lempung residu yang terbentuk akibat dekomposisi in situ pada material asal, namun juga dapat terangkut dan terendapkan sebagai sedimen. Mineral lempung menjadi material penyusun penting dari lempung dan serpih serta menyebabkan munculnya sifat-sifat yang khas pada lempung dan serpih. Dalam batugamping argilitan, mineral lempung juga dapat bercampur dengan karbonat. Dalam beberapa batupasir, mineral lempung dapat bercampur dengan material rombakan berukuran pasir.

Karena butirannya sangat halus, mineral lempung sukar untuk dikenal. Identifikasi positif jarang dapat dilakukan hanya dari sayatan tipis saja. Teknik-teknik khusus untuk mengisolasi mineral lempung dan pemelajarannya dengan cara-cara kimia, optik, sinar-X, dan teknik-teknik lain diperlukan untuk memastikan jenisnya (Carroll, 1970).

Mineral lempung yang umum ditemukan dalam serpih adalah filosilikat. Maksudnya, mineral lempung itu memiliki struktur lembaran yang agak mirip dengan mika. Mineral filosilikat itu terdiri dari dua tipe lapisan (gambar 8-4). Satu lapisan adalah lapisan tetrahedra silika yang terdiri dari kelompok-kelompok SiO_4 yang satu sama lain dihubungkan untuk membentuk suatu kerangka heksagonal, dimana komposisi Si_4O_{10} berulang-ulang secara tidak terhingga. Lapisan kedua adalah lapisan alumina atau

aluminium hidroksida yang terdiri dari lapisan-lapisan oksigen atau hidroksil yang terbandelakan secara ketat, diantara lapisan-lapisan mana atom-atom aluminium yang tersusun secara oktahedral tersisip dalam posisi tertentu sedemikian rupa sehingga atom-atom aluminium itu terletak pada jarak yang sama dari enam atom oksigen atau enam hidroksil yang mengelilinginya. Sebenarnya, hanya $2/3$ posisi aluminium saja yang terisi dalam lapisan itu. Struktur seperti itu dinamakan struktur gibbsit (gibbsite structure).

Mineral lempung dapat dibedakan menjadi dua kategori utama. Dalam Kelompok kaolinit (kaolinite group), mineral dicirikan oleh kisi-kisi dua lapisan (lapisan 1 : 1) yang terdiri dari satu oktahedral atau satu lapisan gibbsit yang dihubungkan dengan satu lapisan tetrahedra silika. Kisi-kisi ini tidak memuai sejalan dengan kadar air yang ada didalamnya serta hingga dewasa ini tidak pernah ditemukan kasus yang memperlihatkan terjadinya penggantian aluminium oleh besi atau magnesium dalam struktur gibbsit. Kategori kedua dari mineral lempung adalah kelompok yang dicirikan oleh kisi-kisi tiga lapisan (2 : 1). Dalam kisi-kisi tersebut, suatu lapisan alumina oktahedral diapit oleh dua lapisan silika tetrahedral. Beberapa mineral lempung yang penting termasuk ke dalam kategori ini. Dalam monmorilonit, satuan-satuan tiga lapisan itu saling berikatan dengan relatif lemah pada arah-c, dimana diantara satuan-satuan itu terdapat air dan kation. Jumlah air dalam mineral lempung tersebut dapat bervariasi sedemikian rupa sehingga dimensi-c bervariasi, mulai dari 9,6 hingga 21,4 angstrom. Mineral ini dikatakan memiliki kisi-kisi yang mampu memuai. Lapisan tiga-satuan juga dapat diikat oleh kalium yang, karena memiliki diameter atom dan kapasitas koordinasi yang sesuai, dapat mengikat struktur sedemikian ketat sehingga tidak mungkin terjadi pemuaian. Mika lempung yang terbentuk adalah illit. Kelompok klorit juga memiliki struktur tiga lapisan yang dicirikan oleh lapisan brucit, $Mg(OH)_2$, diantara satuan tiga-lapisan. Banyak varietas komposisi yang mungkin muncul dalam setiap kelompok struktur. Meskipun banyak kelompok struktur itu yang mendapatkan nama tersendiri, sebagai varietas-varietas yang didasarkan pada komposisi, namun kita dapat secara umum menganggap bahwa setiap kelompok itu memperlihatkan kisaran komposisi

yang lebar dan tidak tertentu. Mineral lempung digolongkan terutama berdasarkan strukturnya (gambar 8-4).

Dengan demikian, kelompok mineral lempung utama adalah kelompok kaolinit, kelompok monmorilonit, kelompok ilit atau kelompok muskovit, dan kelompok klorit. Anggota utama dari kelompok kaolinit adalah kaolinit yang memiliki komposisi $(\text{OH})_2\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})$. Anauxite, yang mirip dengan kaolinit dengan pengecualian nisbah molekuler $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ sekitar 3 (bukan 2), jauh lebih jarang ditemukan dibanding kaolinit. Dickite dan nacrite, yang komposisinya mirip dengan kaolinit namun memiliki bentuk kristal yang sedikit berbeda, juga merupakan anggota dari kelompok kaolinit. Walau demikian, dickite dan nacrite jarang ditemukan dalam sedimen.

Kelompok monmorilonit, yang dinamakan berdasarkan anggota utama dari kelompok tersebut (yakni monmorilonit), memiliki komposisi $(\text{OH})_2\text{Al}_2(\text{Si}_4\text{O}_{10}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Magnesium umumnya menggantikan aluminium dalam kisi-kisi mineral tersebut. Beidellite, yang memiliki nisbah molekuler $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ yang berharga 3, serta nontronite, di dalam mineral mana ferric iron menggantikan aluminium, juga dimasukkan ke dalam kelompok monmorilonit.

Kelompok ilit, atau kelompok mika lempung, mencakup ilit yang memiliki rumus umum $(\text{OH})_2\text{K}(\text{Al}_3\text{Fe}_3\text{Mg}_6)(\text{Si}_{8-y}\text{Al}_y)\text{O}_{20}$ dengan y bervariasi mulai dari 1 hingga 1,5. Ilit berkaitan dengan mika putih, namun mungkin berbeda karena mengandung lebih sedikit kalium dan lebih banyak mengandung air dibanding mika. Selain berbagai tipe ilit, kelompok ilit juga mencakup glaukonit (Burst, 1958).

Kelompok klorit terdiri dari mineral-mineral yang kaya akan magnesium serta banyak ditemukan dalam serpih. Kelompok klorit juga banyak mengandung ion-ion besi.

Para ahli banyak mengenal mineral lempung "lapisan-campuran". Struktur kelompok ini merupakan hasil penumpukan satuan-satuan mineral lempung dasar, baik tumpukan yang teratur maupun tumpukan random. Tumpukan itu terjadi pada arah yang sejajar dengan sumbu-c. Sebagian mineral merupakan perselingan antara mineral lempung dua lapisan dengan mineral lempung tiga lapisan. Tipe-tipe mineral lapisan-campuran seperti itu

biasanya tidak diberi nama tersendiri, namun penamaannya didasarkan pada satuan-satuan mineral lempung pembentuknya, misalnya mineral kaolinit-ilit, klorit-ilit, dsb.

Selain kelompok-kelompok mineral lempung utama sebagaimana yang telah dijelaskan di atas, ada juga sejumlah mineral lempung yang relatif jarang ditemukan dan memiliki struktur kristal yang agak berbeda. Mineral-mineral itu antara lain halloysit yang memiliki rumus kimia $(\text{OH})_{16}\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{20}$, metahalloysit yang memiliki rumus kimia $(\text{OH})_8\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}$, allofan (allophane) yang merupakan suatu mutual solution dari silika, alumina, dan air dalam proporsi yang beragam. Allofan tidak memiliki struktur kristalin. Selain itu ada juga sejumlah mineral yang ditemukan dalam lempung, misalnya vermiculite dan palygorskite (sepiolit dan attapulgite). Tidak satupun diantara mineral lempung minor tersebut di atas ditemukan dalam serpih.

8.4.1.2 Pertukaran Basa

Pertukaran basa adalah masuknya ion-ion dari larutan ke dalam zat padat untuk menggantikan posisi ion-ion yang semula menyusun zat padat tersebut. Dengan demikian, sewaktu bersentuhan dengan suatu zat padat, larutan akan mengalami perubahan sebagaimana yang dialami oleh zat padat, namun perubahan yang dialami oleh larutan itu terbalik dengan perubahan yang dialami zat padat tersebut. Mineral lempung memperlihatkan sifat tersebut dengan tingkat yang beragam. Secara umum, monmorilonit memperlihatkan kapasitas pertukaran basa yang besar, sedangkan kaolinit hanya memiliki kapasitas pertukaran basa yang kecil. Ilit memiliki kapasitas pertukaran basa pertengahan.

Ion yang dapat dipertukarkan hanya dapat digantikan oleh ion lain. Ion tersebut tidak dapat lepas begitu saja secara bebas menuju larutan. Mekanisme eksak dari pertukaran itu belum dapat dipahami sepenuhnya. Ada sejumlah konsep lain yang dapat dipandang sebagai tandingan dari konsep pertukaran basa. Untuk mengetahui konsep-konsep yang disebutkan terakhir ini, para pembaca dipersilahkan untuk menelaah makalah yang disusun oleh Kelley (1939, 1942) dan Grim (1953, 1968).

8.4.1.3 Keberadaan dan Asal-Usul Mineral Lempung

Meskipun mineralogi lempung dewasa ini telah mulai dapat dipahami, namun geologi material ini masih jauh dari jelas. Keberadaan, asal-usul, dan transformasi mineral lempung belum dapat dipahami sepenuhnya. Mineral lempung sebagian besar terbentuk akibat pelapukan silikat aluminium, namun masih mungkin dapat terbentuk dalam lingkungan sedimentasi (pada tahap awal diagenesis) atau pada lingkungan pasca-penguburan (pada tahap diagenesis lanjut). Sebagian mineral lempung merupakan produk proses-proses hidrotermal. Sebagian lagi dapat terbentuk akibat presipitasi dari larutan ion dan akibat kristalisasi suatu gel. Keller (1970) telah menyusun sebuah kajian mengenai proses-proses yang menyebabkan terbentuknya mineral lempung.

Secara umum, mineral lempung tampaknya terbentuk akibat alterasi mineral yang telah ada sebelumnya. Hal itu terutama terjadi untuk mineral lempung yang terbentuk dalam profil tanah. Kaolinit, monmorilonit, dan illit tampaknya terbentuk akibat pelapukan berbagai jenis batuan di bawah kondisi iklim yang beragam. Setiap silikat aluminium dapat menghasilkan kaolin akibat pelapukan yang menyebabkan terlepasnya K, Na, Ca, Mg, dan ferrous iron serta penambahan hidrogen (Keller, 1970, h. 797). Kaolin dapat terbentuk dari granit, sedangkan gabbro cenderung menghasilkan mineral-mineral yang termasuk ke dalam kelompok monmorilonit. Silikat-K dan silikat-Na yang terbentuk akibat hidrolisis alkali felspar sangat mudah larut dan terlindi, sedangkan Ca, Mg, dan Fe cenderung berkombinasi dengan silika untuk membentuk monmorilonit. Kaolinitisasi dipicu terjadi pada lingkungan "asam", misalnya pada lingkungan air tawar. Monmorilonit umumnya berasal dari batuan kalsik-mafik, termasuk debu vulkanik, pada lingkungan yang menunjang penyimpanan logam bivalen dan asam silikat. Kondisi-kondisi seperti itu dipicu oleh kondisi basa. Kondisi-kondisi pembentukan illit dalam profil tanah kurang begitu dapat dipahami. Jumlah kalium yang memadai diperlukan untuk pembentukan illit. Alterasi in situ terhadap felspar untuk menjadi illit telah dapat dipahami.

Berbagai mineral lempung, apapun material sumbernya dan bagaimanapun geokimia lingkungan pembentukannya, dapat diangkut dan diendapkan pada lingkungan yang cirinya jauh berbeda dengan ciri-ciri lingkungan pembentukannya. Sebagian ahli petrologi berkeyakinan bahwa mineral lempung sangat rentan terhadap perubahan dan akan melakukan peneraan-diri terhaap lingkungan yang baru. Perubahan-perubahan tahap lanjut dapat terjadi selama terkubur sejalan dengan meningkatnya tekanan dan temperatur. Perubahan yang lain lagi akan terjadi apabila batuan tersebut memasuki wilayah metamorfisme. Akibat erosi dan penyingkapan, batuan itu juga mengalami perubahan lagi. Perubahan-perubahan tersebut, dan efeknya terhadap mineralogi, akan dibahas dalam bagian 8.7.

8.4.2 Mineral Lain Penyusun Serpih

Sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, sebagian besar serpih mengandung sejumlah besar fraksi lanau. Sebagian besar partikel yang berukuran lanau itu berupa kuarsa. Felspar dapat hadir sebagai partikel berukuran lanau dalam jumlah yang lebih rendah dibanding kuarsa. Mineral-mineral tersebut telah dibahas dalam Bab 7. Salah satu material penyusun serpih yang bukan merupakan material detritus adalah karbonat biokimia. Material ini akan dijelaskan pada Bab 10. Berbagai mineral pengandung besi, termasuk didalamnya glaukonit, gelas vulkanik, silika biogenik, dan material fosfatik, yang dapat bercampur dengan material lain yang biasanya menyusun serpih, akan dijelaskan pada bagian-bagian lain dari buku ini.

Salah satu hasil penelitian yang menarik untuk dikaji adalah mengenai medan stabilitas mineral pengandung besi, dalam arti kata potensi redoks (Eh) lingkungan pengendapan (Krumbein & Garrels, 1952; James, 1954). Sulfida besi (terutama yang berupa pirit), karbonat besi (siderit), silikat besi (klorit, chamosit, dan glaukonit yang kaya akan besi), serta oksida besi (hematit) membentuk suatu deretan mineral yang berkorelasi dengan pneningkatan potensi oksidasi. Kehadiran mineral-mineral tersebut, sekalipun dalam jumlah yang kecil, jika benar-benar merupakan material yang terbentuk pada saat terjadinya

sedimentasi, merupakan indikator dari kondisi oksidasi dari lingkungan pengendapan. Walau demikian, mineral-mineral tersebut dapat terbentuk pada lingkungan diagenetik, mungkin setelah sedimennya terkubur oleh sedimen yang lebih muda. Karena itu, sebelum memanfaatkan kehadiran mineral-mineral tersebut sebagai indikator kondisi oksidasi, kita perlu memastikan terlebih dahulu saat-saat pembentukannya.

Keasaman (pH) serpih diyakini sama dengan keasaman air yang ada dalam lingkungan pengendapan (Shukri, 1942; Millot, 1964). Serpih air tawar dikatakan memiliki pH rata-rata 4,7, sedangkan pH rata-rata dari serpih yang diendapkan pada lingkungan laut, laguna, dan danau penghasil gamping adalah sekitar 7,8.

8.4.3 Serpih Rata-Rata

Komposisi mineral rata-rata dari serpih, sebagaimana yang ditentukan dengan berbagai metoda penelitian, diperlihatkan pada tabel 8-3. Perbedaan-perbedaan yang muncul antara hasil taksiran di masa lalu dengan hasil-hasil perhitungan yang dikemukakan oleh para ahli akhir-akhir ini muncul sejalan dengan makin dipahaminya mineral lempung. Banyak unsur kimia yang semula dinisbahkan pada felspar, oksida besi, dan mineral penyusun lain sekarang ini diketahui ternyata seharusnya dinisbahkan pada mineral lempung. Persentase kadar mineral lempung terutama sangat tinggi dalam hasil-hasil analisis terbaru karena peningkatan pemahaman para ahli terhadap mineral lempung dan sebagian lainnya karena serpih lanauan dikeluarkan dari sampel. Walau demikian, tingginya kadar kuarsa menyokong pendapat lama yang menyatakan bahwa serpih pada umumnya banyak mengandung lanau (sekitar 40% atau lebih).

Karena modal analyses serpih sangat sukar untuk dilakukan, maka tidak banyak hasil analisis seperti itu yang dipublikasikan. Usaha yang paling kuat untuk mendapatkan nilai taksiran kuantitatif mengenai komposisi serpih dilakukan oleh Shaw & Weaver (1965) yang menggunakan teknik penyerapan-difraksi sinar-X. Hasil analisis terhadap sekitar 300 sampel serpih Paleozoikum dan serpih lain yang lebih muda daripadanya menunjukkan bahwa kadar kuarsa berkisar mulai kurang dari 10% hingga mendekati 80% dengan nilai rata-rata

sekitar 34%; kadar felspar bervariasi mulai dari sekitar 0% hingga sekitar 30%, dengan rata-rata sekitar 3,6%. Dalam semua serpih yang dianalisis, karbonat umumnya tidak ada, dengan nilai rata-rata 2,7%, meskipun ada juga serpih yang mengandung lebih dari 50%. Kadar mineral lempung (yang diperoleh dari hasil pengurangan) rata-rata sekitar 64%, meskipun kisarannya mulai dari 50% hingga sekitar 90%. Untuk membandingkan komposisi mineral dengan komposisi kimia ruah dari serpih, perhatikan tabel 8-5. Serpih Paleozoikum di Illinois (Grim dkk, 1957) umumnya memiliki karakter yang mirip dengan apa yang tercantum dalam tabel tersebut.

Karena komposisi mineral dari fraksi lanau berbeda dengan komposisi mineral dari fraksi lempung, maka jelas sudah bahwa komposisi kimia dari serpih sangat tergantung pada teksturnya. Hubungan antara besar butir dengan komposisi terlukis dengan jelas dalam hasil analisis kimia terhadap fraksi lanau dan fraksi lempung yang dipisahkan secara artifisial oleh Grout (1925). Perhatikan pula tabel 8-4. Jika fraksi halus disusun oleh mineral-mineral yang sama sebagaimana yang ditemukan dalam fraksi yang relatif kasar (meskipun proporsinya berbeda), maka kita masih mungkin untuk menghitung komposisi mineral dari setiap fraksi. Hasil-hasil perhitungan seperti itu disajikan pada tabel 8-5. Sebagaimana yang terlihat dari tabel tersebut, fraksi halus lebih miskin akan kuarsa dan lebih kaya akan mineral lempung (kaolinit, serisit, paragonit, dan oksida besi). Perbedaan mineralogi tersebut berkorelasi baik dengan perbedaan komposisi kimia dari material tersebut.

8.5 KOMPOSISI KIMIA

Analisis kimia masih tetap merupakan sumber informasi utama untuk komposisi serpih.

Silika merupakan material penyusun utama dari semua lempung dan serpih. Silika dapat hadir sebagai bagian dari kompleks mineral lempung, sebagai silikat detritus yang tidak terdekomposisi, dan sebagai silika bebas (baik dalam bentuk kuarsa detritus maupun silika hasil presipitasi biokimia seperti opal yang pembentukannya dipengaruhi oleh radiolaria, diatom, dan spikula. Alumina merupakan material penting yang menyusun kompleks mineral lempung dan sebagai suatu komponen dari silikat detritus yang tidak terlapukkan (terutama berupa feldspar). Tingginya kadar alumina dalam serpih mengindikasikan bahwa kehadiran aluminium hidrat bebas (diaspore) atau bauksit. Besi dalam serpih muncul sebagai pigmen oksida, sebagai bagian dari zat kloritik, serta sebagai pirit, markasit, siderit, atau silikat besi. Kondisi oksidasi dari besi sangat mempengaruhi warna serpih (gambar 8-9). Magnesium muncul dalam kompleks klorit atau sebagai komponen dari dolomit. Kapur muncul dalam bentuk senyawa karbonat dan, oleh karena itu, akan terdapat dalam silikat yang tidak terlapukkan atau dalam bentuk gips. Sebagian alkali muncul dalam silikat detritus yang tidak terlapukkan (terutama feldspar). Kalium diserap oleh mineral lempung yang ada dalam serpih dan merupakan material penyusun ilit atau mika lempung. Kalium juga dapat hadir dalam glaukonit. Unsur minor yang mungkin ada dalam serpih adalah titanium (misalnya dalam rutil), mangan, fosfor, dan material organik.

Penafsiran hasil-hasil analisis kimia serpih sukar untuk dilakukan karena, sebagaimana telah dikemukakan sebelumnya, komposisi kimia tergantung pada besar butir, kematangan sedimen, dan restorasi oleh proses-proses kimia atau biokimia yang dialami oleh berbagai unsur yang hilang akibat pelapukan selama berlangsungnya pembentukan tanah residu yang menjadi sumber dari serpih.

Efek besar butir terhadap komposisi kimia terlukis dengan jelas dari hasil perbandingan hasil analisis fraksi lanau dalam endapan musim panas dengan fraksi lempung dalam endapan musim dingin yang ada dalam warwa (lihat tabel 8-6A dan 8-6B). Pada kasus itu, kematangan dan sejarah pasca-pengendapan dari material tersebut identik sedemikian rupa

sehingga perbedaan komposisi seluruhnya berkaitan dengan perbedaan besar butir. Sebagaimana yang dapat dilihat dari tabel-tabel tersebut, fraksi kasar lebih kaya akan silika, sedangkan fraksi halus lebih kaya akan alumina, besi, kalium, dan air. Perbedaan tersebut tidak diragukan lagi mencerminkan pengayaan kuarsa detritus dalam fraksi lanau dan pengayaan mineral lempung dalam fraksi halus.

Komposisi rata-rata dari serpih (tabel 8-7A) memiliki karakter yang berbeda dari komposisi lempung residu. Perbedaan itu sebagian dinisbahkan pada besar butir. Penelaahan terhadap hasil-hasil analisis yang dilakukan oleh Grout (tabel 8-4) pada sejumlah fraksi besar butir yang ada dalam lempung mengindikasikan bahwa serpih rata-rata mengandung dua bagian lanau dan satu bagian lempung. Campuran seperti itu akan memiliki komposisi yang mendekati komposisi rata-rata dari serpih. Miripnya komposisi kimia serpih rata-rata dengan komposisi lempung residu (tabel 8-8)